



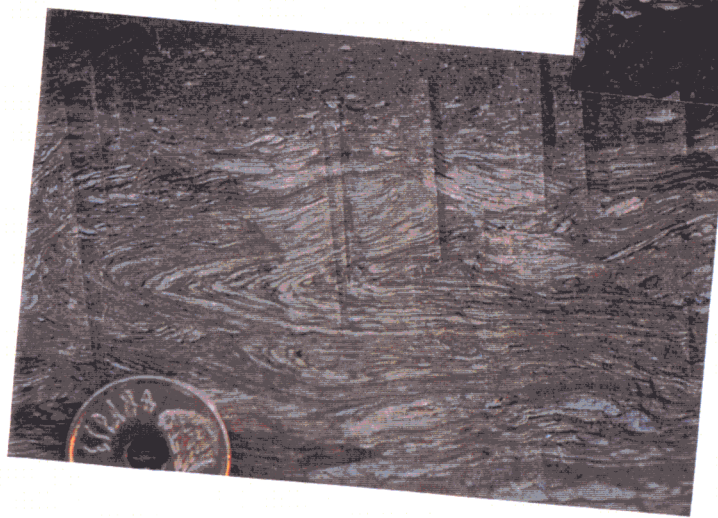
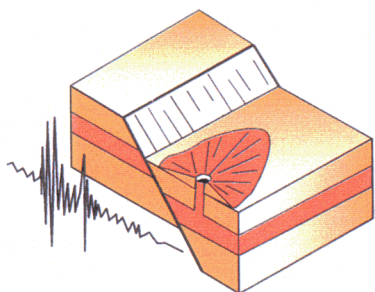
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE



5309948871

T  
1.012

# ***PALEOSISMICIDAD Y SISMOTECTÓNICA DE LAS CUENCAS LACUSTRES NEÓGENAS DEL PREBÉTICO DE ALBACETE***



UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID  
FACULTAD CC. GEOLÓGICAS  
BIBLIOTECA

5-5

R.T. 10.900

**MIGUEL ÁNGEL RODRÍGUEZ PASCUA**  
Madrid, Diciembre de 1998



Departamento de Geodinámica  
Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid

# ***PALEOSISMICIDAD Y SISMOTECTÓNICA DE LAS CUENCAS LACUSTRES NEÓGENAS DEL PREBÉTICO DE ALBACETE***

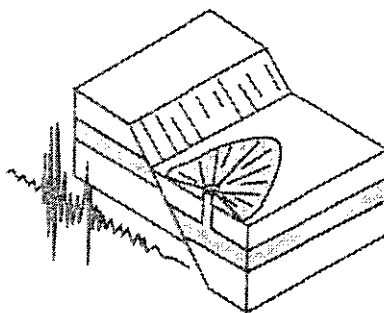
***MIGUEL ÁNGEL RODRÍGUEZ PASCUA***

***Departamento de Geodinámica. Facultad de Ciencias Geológicas  
Universidad Complutense de Madrid***

***1998***

***Tesis presentada por Miguel Ángel Rodríguez Pascua  
para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas***

***Madrid, Diciembre de 1998***



***Dr. Gerardo De Vicente Muñoz  
Director de la Tesis***

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'G. De Vicente Muñoz'.



***Dr. José Pedro Calvo Sorando  
Director de la Tesis***

A handwritten signature in black ink, appearing to be 'J. P. Calvo Sorando'.



*A mi Familia  
y a Geles*

La Tierra , aunque sea uno de los quatro Elementos vulgares , no la debemos considerar como la mira el vulgo ; quiero decir , que no es solo un cuerpo basto homogeneo , ò uniforme , que no sirve para otra cosa , que para que la habitemos los hombres , para sustentar Edificios , para criar pastos , Semillas , y Arboles , y para Muralla de los Mares , que la rodean. Si queremos , como es razon , no contentarnos con lo que registran los ojos en la superficie de las cosas , ahondemos un poco , y hallarèmos lo que es la tierra.

CARTA DE EL DOCTOR DON

Antonio Jacobo de el Barco , *Cathedratico de Philosophia* , y *Vicario de la Villa de Huelva* , à Don N. satisfaciendo algunas preguntas curiosas , sobre el Terremoto de primero de Noviembre de 1755.

## **AGRADECIMIENTOS**

La redacción de los agradecimientos es uno de los momentos más gratos de todo el proceso de elaboración de una Tesis, puesto que llega el momento de agradecer la ayuda prestada por algunas personas, sin la cual este trabajo no habría sido posible. Un sincero agradecimiento para todas estas personas y muy especialmente:

A mis dos directores de Tesis, Gerardo De Vicente y José Pedro Calvo. Con Gerardo he dado mis “primeros pasos” en el mundo de la investigación y he trabajado muy a gusto, espero que sigas teniendo durante muchos años las ideas geniales que me has aportado y la visión de futuro científico que te caracteriza (que no de ciencia-ficción). Con José Pedro llevo trabajando desde que inicié esta Tesis y lo primero que tengo que agradecerle es que nos “vendiera la moto”, a Gerardo y a mí, de realizar este estudio en Albacete, jamás podría haberme imaginado que estas cuencas lacustres fuesen tan espectaculares y lo segundo toda la sedimentología que he aprendido, a veces he pensado si llevabas una microsonda de bolsillo al campo. De nuevo Gracias a los dos.

Al Consejo de Seguridad Nuclear (CSN) por la financiación de este trabajo mediante una beca de investigación en paleosismicidad. Agradecer también al personal del Área de Ciencias de la Tierra de la Subdirección de Tecnología Nuclear por todo su apoyo, especialmente a mi tutora M<sup>a</sup> del Sol Ramírez Rayo que durante la duración de la beca, y después, estuvo pendiente del desarrollo de la investigación. A Antonio Jiménez que también supervisó mi trabajo y facilitó, junto con Marisol, la publicación del mismo. Al grupo de hidrogeólogos compuesto por Antonio Vela, Roberto Gil y Javier Rodríguez Arévalo, que a pesar de “hacer aguas” también están interesados en temas “más profundos”. A José Sánchez Cabañero por ser el precursor de estos temas en el C.S.N.

Agradecer al I.G.N. que me facilitara los datos para la elaboración del análisis de la sismicidad en la zona, en especial a Juan Rueda que nos proporcionó todas las facilidades posibles para la recopilación de datos.

A José Manuel González Casado por interesarse siempre por mi trabajo a pesar de “vivir en la Autónoma”, y lo que es más importante, por pasarme algunos “artículos clave” en el desarrollo de esta Tesis.

A Sergio Jiménez Sánchez, geólogo autóctono de Albacete y tesinando de José Pedro, con el que hemos recorrido geológica, geográfica, social y gastronómicamente la zona. También quisiera hacer una mención especial a las “tarteras” que nos preparaba su madre para reparar fuerzas.

A Rubén Lindo y Miguel Herraiz, de la Facultad de CC. Físicas por su ayuda en la lectura de sismogramas y su posterior tratamiento.

A toda la gente del Departamento de Geodinámica, y más concretamente a Rosa Babín, Rosa Tejero, Antonio Rivas y a Juan Bergamín, que además de sus consejos siempre han tenido un hueco para el humor en los desayunos de todas las mañanas. También agradecer a Jesús Sánchez el que me haya cortado “los millones de piedras” que le he dado.

Al grupo de doctorandos del Departamento de Geodinámica, que además de ser compañeros de fatigas de trabajo se han convertido en grandes amigos. A Silvia Martín Velázquez, con la que he pasado innumerables horas, días, meses de campo, y que sin su ayuda esta tesis habría durado un “poco” más, ¡ah, por cierto!, ánimo con tus “modelitos”, que todo llega. A Alfonso Muñoz Martín y Jorge Giner, con los que he compartido “jefe”, ambos ya Doctores (o Doctores Doctorandos, según

la terminología que se utilice) y ya profesores, que han sido para mí “unos maestros”. A Raúl Pérez López, que me ha ayudado en la elaboración de “algunas” figuras y siempre ha estado dispuesto a ayudar a pesar de sus interminables conversaciones sobre escalada en las sobremesas con los alpinistas del Departamento, Santi y Jose. Por cierto, ahora que tendré más tiempo espero salir con vosotros a la montaña algún día. A Meaza Tsige Aga, también Doctora Doctoranda, siempre preocupada por el “estado” de mi Tesis y por animar las sobremesas con sus apreciaciones sobre los diferentes temas tratados desde un punto de vista muy diferente, etíope, nada más y nada menos. A Pilar Villamor que a pesar de haberse ido al otro lado del planeta sigue formando parte del departamento. Al profesor Martínez Díaz, más conocido por Josechu, con el que he compartido la “agonía” de terminar “esto”, eso sí, él leerá su Tesis unos días antes. A Carmen García Cuevas, Carmina, que cuando se relaje un poco más y deje un hueco entre maratón y maratón igual le puedo dar las gracias. A Julián García Mayordomo por pasarme artículos de paleosismicidad y a pesar de haber tomado actualmente otros “caminos” espero que sigas dejando en buen lugar a los geólogos. Al grupo de geofísicos, geólogos todos, que siempre han ayudado cuando se lo he pedido, aunque Carmen Rey esté siempre “bajo el agua” o en cualquier otro lugar del planeta, o Nieves Sánchez, de restauración de muebles o decoración de interiores ..., es broma, ¡gracias compañeras!. A Fernando Sánchez y David Gómez, que han solucionado algunos “problemillas” con los programas de transformación de coordenadas y los modelos digitales del terreno. A Perico, doctorando más reciente que siempre ha elevado los tonos de las tertulias sobre “la cosa esa” (como diría Meaza). A M<sup>a</sup> Angeles Perucha, Geles, que ha sido la que más me ha ayudado y más me ha tenido que soportar, ¿qué te puedo decir yo que tú ya no sepas? ...

A Emilio Usaola, Javier Sánchez Serrano, Ángel Sanz Arribas, Almudena O’Neil, Rafa Vela (recientemente recuperado para la causa de la protección del patrimonio geológico), Fernando Presi y José Antonio Puche (Farmacomán, no penséis mal, es que es farmacéutico y biólogo), geólogos todos, o casi, con los que he pasado muy buenos momentos: de acampada, de montaña, de espeleo y, lo que es más importante, ejerciendo de miembros del G.G.G. (Grupo Gastronómico de Geólogos, fundado por el Sr. Usaola).

A mis amigos de toda la vida, es decir, a mis amigos de Málaga del Fresno, que me han hecho olvidar los problemas y agobios causados por la Tesis, en especial a: Enri, Alber, Julio, Dani, José Julio, Luisma, Juanan, Germán, Alfonso, José Antonio, José Luis, Chari, Mingui, ..., y, en general, a todos los amigos que frecuentan el pueblo.

A mi familia, que siempre me ha apoyado y que sin su respaldo todo este trabajo se habría hecho mucho más cuesta arriba. Gracias a mis padres, preocupados por mí en todo momento, a mi abuela, que sigue insistiendo en que debería hacerle menos fotos al martillo, a mi hermano Javi, que me ha solucionado innumerables problemas informáticos, espero que próximamente podamos pasar esta Tesis a formato multimedia.

También quería agradecer a toda la comunidad de geólogos que luchan por que la geología ocupe el lugar que le corresponde en la ciencia y en la sociedad, ya que siempre será más rentable estudiar los procesos geológicos que corregir sus consecuencias por no haberlos estudiado antes.

Antes de terminar quiero decir que por fin entiendo por qué todos los Doctorandos, en su última fase de elaboración de la Tesis, han tenido la tentación de cambiar el título por el de “La Historia Interminable”....





	<b>I. Introducción y objetivos</b> . . . . .	1
	<b>II. Antecedentes temáticos: evidencias de paleosismicidad en depósitos continentales antiguos y recientes</b> . . . . .	7
	II.1. METODOLOGÍAS DE ANÁLISIS PALEOSÍSMICO . . . . .	8
	II.1.1. Análisis Geofísico . . . . .	8
	II.1.2. Análisis Geológico . . . . .	11
	II.2. MECANISMOS GENÉTICOS DE ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DE ORIGEN SÍSMICO (SISMITAS) . . . . .	18
	II.2.1. Clasificación de Owen . . . . .	18
	II.2.2. Licuefacción. Fundamentos teóricos . . . . .	23
	II.2.3. Experimentación en laboratorio sobre licuefacción cíclica . . . . .	32
	II.2.4. Fluidificación. Fundamentos teóricos . . . . .	43
	II.2.5. Experimentación en laboratorio sobre fluidificación . . . . .	49
	II.3. TIPOS DE ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DE ORIGEN SÍSMICO . . . . .	52
	II.3.1. Cráteres de arena por explosión . . . . .	52
	II.3.2. Inyecciones en filón y volcanes de arena . . . . .	54
	II.3.3. Estratificación y laminación en convoluta ( <i>convolute stratification-lamination</i> ) . . . . .	59
	II.3.4. Estructuras en disco y pilares ( <i>dish and pillar structures</i> ) . . . . .	61
	II.3.5. Pseudonódulos y estructuras almohadilladas y en bola ( <i>ball and pillow</i> ) . . . . .	63
	II.3.6. Estructuras de carga en lodos . . . . .	67
	II.3.7. Deslizamientos subacuáticos. <i>Slumps</i> . . . . .	69
	II.3.8. Niveles de mezcla ( <i>mixed layers</i> ) . . . . .	73
	II.3.9. Diques neptúnicos . . . . .	75
	II.4. ESTUDIOS DE PALEOSISMICIDAD EN SEDIMENTOS LACUSTRES LAMINADOS . . . . .	78
	<b>III. Cuencas continentales lacustres de edad Mioceno superior en el área Prebética. Situación geográfica y contexto geológico. Antecedentes</b> . . . . .	83
	III.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA . . . . .	83
	III.2. ANTECEDENTES . . . . .	86
	III.3. CONTEXTO TECTÓNICO . . . . .	90
	III.3.1. Evolución tectónica del área de estudio e interpretación genética de las cuencas lacustres del Prebético Externo de Albacete . . . . .	94



#### IV. *Análisis estructural. Estudio de la fracturación en materiales del*

<i>Mioceno superior-Cuaternario</i> .....	101
IV. 1. MÉTODOS DE ANALISIS POBLACIONAL DE FALLAS .....	102
IV.1.1. Modelo de Deslizamiento .....	103
IV.1.2. Metodo de los Diedros Rectos .....	107
IV.1.3. Metodos basados en la ecuacion de Bott .....	108
IV.1.3.1. Metodo de inversion de esfuerzos .....	110
IV.1.3.2. Metodo de Delvaux .....	111
IV. 2. ANALISIS DE LA FRACTURACIÓN .....	115
IV.2.1. Tensores y campos de esfuerzo .....	123
IV.2.2. Discusión sobre los campos de esfuerzo recientes .....	133



#### V. *Análisis de la sismicidad* .....

V. 1. SISMICIDAD HISTÓRICA .....	137
V. 1. 1. Sismicidad histórica en el área de estudio .....	138
V. 2. SISMICIDAD INSTRUMENTAL .....	140
V. 2. 1. Parámetros focales .....	141
V. 2. 2. Selección de los sismos .....	145
V. 2. 3. Relocalización hipocentral .....	146
V. 2. 4. Construcción de mecanismos focales .....	146
V. 2. 5. Análisis poblacional de los mecanismos focales .....	148
V. 3. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD INSTRUMENTAL EN EL ÁREA DE ESTUDIO .....	151
V.3.1. Aplicación del Método de Análisis Poblacional Ponderado de los mecanismos focales en el área de estudio .....	157
V.3.2. Aplicación del Método de Determinación Simultánea del Tensor de Esfuerzos y de los Mecanismos Focales Individuales en el área de estudio ...	167
V.3.3. Discusión sobre los campos de esfuerzo actuales .....	169



#### VI. *Litoestratigrafía y cronoestratigrafía. Ambientes sedimentarios* ..

VI. 1. CUENCA DE CAMARILLAS-LAS MINAS .....	180
VI. 2. CUENCA DE EL CENAJO .....	187
VI. 3. CUENCA DE ELCHE DE LA SIERRA-COBATILLAS .....	189
VI. 4. CUENCA DE HÚJAR .....	192
VI. 5. ETAPAS DE SEDIMENTACIÓN EN LA CUENCA DE CAMARILLAS-LAS MINAS .....	195



#### VII. *Descripción e interpretación sismitas en los sistemas neógenos lacustres del Prebético Externo* .....

VII. 1. SISMITAS DESARROLLADAS EN LOS SEDIMENTOS LACUSTRES NEÓGENOS DEL PREBÉTICO EXTERNO EN EL ÁREA DE HELLÍN (ALBACETE) .....	204
VII. 2. SISMITAS DESARROLLADAS EN MEDIOS LACUSTRES SOMEROS .....	206
VII. 2. 1. Inyecciones de arena en filón .....	207
VII. 2. 2. Fracturación y licuefacciones en gravas .....	223
VII. 2. 3. Estructuras en almohadilla .....	226

VII. 3. SISMITAS DESARROLLADAS EN MEDIOS LACUSTRES PROFUNDOS . . . . .	233
VII. 3. 1. <i>Loop bedding, boudinage</i> desarrollado en un medio finamente laminado. . . . .	234
VII. 3. 2. Alteración de la estructura planar de varvas lacustres . . . . .	242
VII. 3. 3. Pseudonódulos . . . . .	243
VII. 3. 4. Niveles de mezcla . . . . .	245
VII. 3. 5. Estructuras de licuefacción en intercalaciones de sedimentos turbidíticos dentro de niveles varvados . . . . .	248
VII. 3. 6. Deslizamientos subacuáticos ( <i>slumps</i> ) . . . . .	252
VII. 3.6.1. Geometría de los pliegues de los <i>slumps</i> . . . . .	254
VII.3.6.2. Principales directrices de ejes de pliegues de deslizamientos subacuáticos ( <i>slumps</i> ) . . . . .	266
VII. 3. 7. Diques neptúnicos y cuñas detríticas . . . . .	268



## VIII. Inferencias deducidas del análisis de sismitas. Integración de resultados tectónicos y paleosísmicos . . . . . 281

VIII. 1. RELACIONES ENTRE LA TECTÓNICA Y LAS ESTRUCTURAS DE PALEOSISMICIDAD . . . . .	281
VIII. 1. 1. Magnitudes sísmicas y sus radios de influencia en la génesis de las estructuras debidas a licuefacción . . . . .	283
VIII. 2. ANÁLISIS DE LA RECURRENCIA DE PALEOTERREMOTOS EN LAS CUENCAS LACUSTRES (MIOCENO SUPERIOR) DEL ÁREA DE HELLÍN (ALBACETE) . . . . .	286
VIII. 2. 1. Análisis de la recurrencia de paleoterremotos de la Cuenca de Híjar . . . . .	288
VIII. 2. 2. Análisis de la recurrencia de paleoterremotos de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas . . . . .	294
VIII. 2. 3. Análisis de la de recurrencia de paleoterremotos de la Cuenca de El Cenajo . . . . .	297
VIII. 2. 4. Análisis de la recurrencia total de paleoterremotos para las cuencas de Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo . . . . .	299
VII. 2. 5. Facetas triangulares . . . . .	300
VIII. 3. CONTRASTE ENTRE EL PARÁMETRO "b" DE TERREMOTOS ACTUALES Y PALEOTERREMOTOS (MIOCENO SUPERIOR) . . . . .	303
VIII. 3. 1. Caracterizaciones previas de la sismicidad en la Cordillera Bética . . . . .	303
VIII. 3. 2. Relación entre la paleosismicidad y la sismicidad actual a partir del parámetro "b" . . . . .	308
VIII. 3. 3. Análisis de la subsidencia sísmica en las cuencas estudiadas . . . . .	311
VIII. 4. RELACIÓN ENTRE LAS ESTRUCTURAS DE PALEOSISMICIDAD EN DEPÓSITOS LACUSTRES Y MAGNITUDES SÍSMICAS ASOCIADAS . . . . .	315



## IX. Conclusiones . . . . . 319



## X. Bibliografía . . . . . 325



## *I. Introducción y objetivos*

---

La Paleosismología es la parte de la geología que se encarga del estudio de todas las estructuras geológicas asociadas a sismos, disciplina que se encuentra a caballo entre la Geología Estructural y la Sedimentología. Seilacher (1969) propuso el término “sismita” para nombrar genéricamente a todo este tipo de estructuras. El principal objetivo de la paleosismología es el estudio de los grandes terremotos ocurridos antes de las primeras crónicas históricas, mediante el estudio de las características geológicas de un área. La estructura sísmica más directa es la propia falla que ha generado el terremoto, por lo que un área muy importante dentro de la paleosismología es el estudio de fallas en calicata. Esto implica que ha debido de haber rotura superficial de la falla durante el terremoto, pero, esto no siempre es así y se pueden dar terremotos muy importantes sin roturas superficiales. Es por tanto en este punto donde cobra especial importancia el estudio de las estructuras de origen sísmico desarrolladas en sedimentos no consolidados (sismitas) y donde se centra el presente estudio.

La sismicidad histórica ha venido aportando indicaciones parciales de la existencia de los terremotos en un área determinada. Estos estudios tienen limitaciones en el registro temporal incluso en países donde existen largos registros históricos, en los que pueden aparecer importantes lagunas de información.

La escasez de datos mencionada anteriormente, junto con el desarrollo de la energía nuclear, ha sido uno de los factores que ha contribuido al progreso reciente de los estudios de paleosismicidad. A este progreso también ha contribuido la necesidad de establecer períodos de recurrencia de terremotos, en espacios de tiempo más dilatados que lo que abarca el período histórico. En el caso de España, el registro histórico resulta fiable desde el año 1300, a pesar de que existen datos anteriores (incluso hasta el 880 a. de C.). A esto hay que sumar, como se ha podido constatar en los últimos años, la existencia de terremotos importantes en zonas que carecen del reflejo en superficie de estructuras tectónicas activas que actúan en profundidad.

Los estudios paleosísmicos han supuesto un importante avance en los estudios de peligrosidad sísmica, en el reconocimiento de fallas sismogénicas, en la determinación de las magnitudes máximas de terremotos que puedan ocurrir en una zona determinada, e incluso en el cálculo de la recurrencia de dichos terremotos.

### **OBJETIVOS**

Los estudios de paleosismicidad han tenido un fuerte impulso en los últimos años, como consecuencia de la necesidad de la delimitación de áreas tectónicamente activas y su riesgo sísmico. Estos estudios se han centrado esencialmente en la investigación de fallas en calicata y de estructuras de paleosismicidad halladas en sedimentos fluviales recientes, asociadas a terremotos históricos o





instrumentales.

Los trabajos realizados en sedimentos lacustres son más escasos, a pesar de las ventajas que presentan para el estudio de la paleosismicidad (Sims, 1975; Richi Lucci, 1995). Muchos de los sedimentos lacustres, al encontrarse permanentemente bajo una lámina de agua, presentan una susceptibilidad a la licuefacción muy alta. Esta característica hace que las estructuras de paleosismicidad ("sismitas") generadas en estos medios se preserven, al no existir fenómenos erosivos significativos bajo la lámina de agua. En las zonas internas de los lagos, en los que la lámina de agua presenta una profundidad tal que permite la estratificación del cuerpo de agua, puede parecer la sedimentación de varvas lacustres en condiciones anóxicas. Cada varva representa en muchos casos un año de sedimentación (tienen un carácter estacional-anual), por lo que se puede aspirar a datar de forma relativa las "sismitas" encontradas en estas zonas. Las condiciones de anoxia impiden el desarrollo de organismos que puedan destruir las características originales de los sedimentos por bioturbación. Por tanto, las características del registro sedimentario lacustre hacen que constituya un medio ideal para el estudio de la paleosismicidad.

Los distintos tipos de "sismitas" definidas hasta el momento por diferentes autores han recibido un tratamiento principalmente descriptivo, sin que en muchos casos se hayan relacionado con el contexto tectónico donde se han desarrollado. Por este motivo, durante el presente estudio, dirigido al análisis de sucesiones sedimentarias antiguas en las que aparecen numerosas estructuras inducidas por sismicidad, se han planteado varios objetivos generales:

- Elaboración de una recopilación bibliográfica sobre estructuras de paleosismicidad en general.
- Un estudio de campo aplicado en sedimentos lacustres formados en épocas geológicas relativamente recientes (Mioceno superior), para poder aumentar el conocimiento sobre paleosismicidad en este tipo de medio sedimentario.
- Análisis del proceso de la fracturación en el Mioceno superior-Cuaternario y de la sismicidad instrumental, para la determinación de los campos de esfuerzos tectónicos reciente y actual
- Estudio del condicionamiento de estos campos de esfuerzo en la génesis de las principales cuencas lacustres desarrolladas en la zona Prebética del SE español.
- Establecimiento de una relación directa entre los datos paleosísmicos y los datos sísmicos.

La zona de campo seleccionada corresponde a las cuencas neógenas lacustres (Mioceno superior) del Prebético Externo en el área de Hellín (Albacete), ya que constituyen unos sistemas lacustres fósiles en excelentes condiciones de conservación y que se encuentran en una zona con una sismicidad actual significativa. Estos objetivos generales se podrían desglosar en los siguientes objetivos específicos:

- Estudio sobre el estado del conocimiento en paleosismología.
- Recopilación y revisión bibliográfica sobre estructuras de paleosismicidad en los diferentes medios sedimentarios y contraste con sus distintas interpretaciones por diferentes autores.
- Elaboración de un modelo tectónico regional de Prebético Externo en el área de Hellín (Albacete) y una cartografía tectónica de detalle de los principales sistemas lacustres del

Mioceno superior, que se localizan en la misma.

- Estudio de las principales estructuras de paleosismicidad halladas en estos sistemas lacustres, en el que se contemplen las relaciones entre la tectónica y la génesis de "sismitas", además de la modelización de los principales tipos de estructuras.
- Determinación de la periodicidad de paleoterremotos a partir de sedimentos varvados lacustres.
- Establecimiento del campo de esfuerzos reciente, bajo el cual se generaron las "sismitas" estudiadas.
- Análisis de la sismicidad de la zona de campo, para el cálculo del campo de esfuerzos actual y su comparación con el reciente, de forma que se pueda establecer una relación entre la paleosismicidad y la sismicidad actual.

En algunos intervalos del registro geológico de una determinada región se puede obtener gran cantidad de datos sobre el pasado sísmico de dicha área. El problema radica en aplicar una metodología que permita conocer el grado de extrapolabilidad de los datos geológicos a la actualidad. Para poder llevar a cabo esta idea, en este trabajo se plantea la combinación de diferentes técnicas geológicas, geofísicas y matemáticas. Dichas técnicas tienen metodologías de aplicación muy diferentes, por lo que serán tratadas por separado en sus correspondientes capítulos. A modo de resumen, la metodología aplicada abarca cuatro grandes áreas (Fig. I.1):

- Sedimentología.
- Análisis estructural.
- Análisis de la sismicidad.
- Análisis de la paleosismicidad.

*Sedimentología:* se trata de conocer lo mejor posible las características de los depósitos y del medio sedimentario en el que se formaron las sismitas para poder confirmar o descartar el origen sísmico de una estructura con la mayor fiabilidad posible. Por otra parte, con el estudio sedimentológico se busca estudiar cómo ha influido la tectónica en la sedimentación, deduciendo las principales estructuras activas durante el relleno de las cuencas lacustres.

*Análisis estructural:* está fundamentado esencialmente en el Análisis Poblacional de Fallas, con el fin de calcular el campo de esfuerzos reciente, responsable del movimiento de las principales fuentes sismogénicas del área durante la sedimentación de las cuencas.

*Análisis de la sismicidad:* se pretende calcular en campo de esfuerzos actual, para poder contrastar su permanencia desde el inicio de sedimentación de las cuencas. Además, se estudiarán mediante la leyes potenciales (Ley de Gutenberg-Richter), las características de la sismicidad en la región, para poder contrastarlas posteriormente con las deducidas del análisis de la paleosismicidad.

*Análisis de la paleosismicidad:* el estudio se centra en sedimentos lacustres, separándose medios someros de profundos, al presentar diferentes condiciones sedimentarias y de comportamiento de los materiales ante la deformación. En las zonas someras se realiza un tratamiento de las sismitas como una estructura tectónica más, estudiando sus orientaciones y su relación el campo de esfuerzos reciente y actual. Los medios profundos permiten, además de lo



anterior, la datación relativa de sismitas, dado el carácter anual de la sedimentación varvada. Gracias a esta característica de la sedimentación se podrá calcular la periodicidad paleoterremotos, a los que se pueden aplicar la leyes potenciales y compararlos con la sismicidad actual en la región. Tanto en medios someros como profundos se modelizarán las sismitas estudiadas para conocer en profundidad la génesis de las mismas.

Se podría concluir que el objetivo fundamental ha sido elaborar una metodología para el estudio de la paleosismicidad en sistemas lacustres. De esta forma se podrá establecer la periodicidad de paleoterremotos y su relación con la sismicidad actual y establecer un nexo de unión entre las estructuras de paleosismicidad y la tectónica, que redundará en beneficio del conocimiento de la peligrosidad sísmica de la zona, pudiendo ser aplicada en otras áreas.

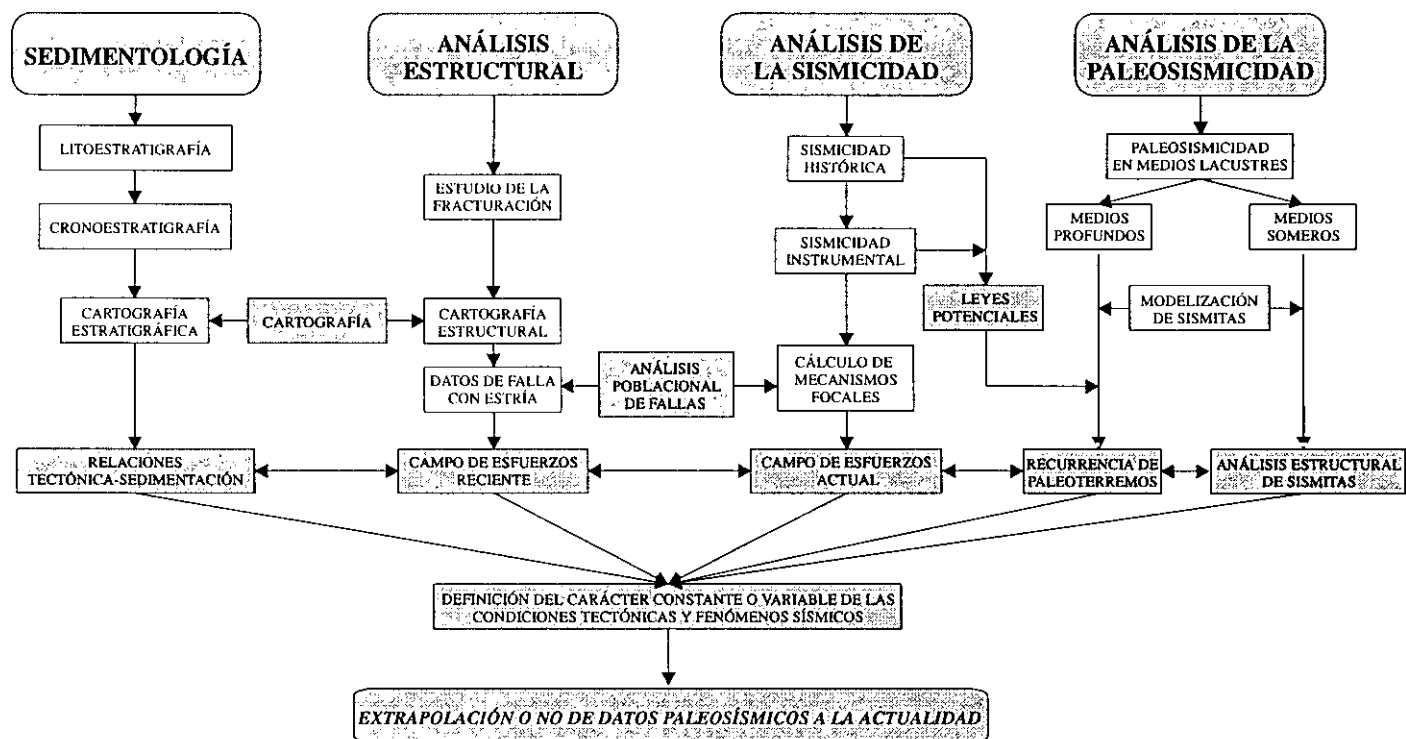


Fig. I.1. Metodología general aplicada en este trabajo, para mediante la aplicación de técnicas sedimentológicas, de análisis estructural, sismicidad y paleosismicidad, poder confirmar o descartar la extrapolación de datos paleosísmicos a la actualidad.







---

## II. Antecedentes temáticos: *evidencias de paleosismicidad en depósitos continentales antiguos y recientes*

---

Los estudios de Paleosismicidad tienen un doble objetivo: por un lado, permiten conocer la presencia y características de terremotos antes de las primeras crónicas históricas, hace dos mil años en el mejor de los casos. Y, por otro, tratan de identificar fallas activas en la actualidad.

Los estudios de paleosismicidad han adquirido un gran auge en nuestros días, debido a la problemática social que implica la delimitación de zonas sísmicamente activas, de cara a deducir el riesgo sísmico en dichas áreas.

El estudio de sismitas para deducir la existencia de fenómenos sísmicos en el pasado es un campo muy controvertido. En revisiones recientes realizadas por algunos autores (Vittori *et al.*, 1991; Pantosti y Yeats, 1993, Richi Lucci, 1995) coinciden en lo incierto que resulta la aplicabilidad de los conocimientos actuales de paleosismología a estructuras de deformación en sedimentos. Por tanto, el reconocimiento del origen sísmico de estructuras de deformación es uno de los principales objetivos de la paleosismología.

Cuando se reconocen estructuras de deformación en sedimentos resulta muy difícil diferenciar entre su origen sedimentario y diagenético o su carácter de auténticas sismitas, pues los procesos que las generan son los mismos, diferenciándose tan solo en el fenómeno desencadenante (Richi Lucci, 1995). Se ha reconocido el origen claramente sísmico de algunas estructuras de deformación, pero un problema añadido surge a la hora de determinar la cantidad de energía elástica necesaria para generar estas formas. En la actualidad, las estructuras más polémicas en su interpretación son las que no están asociadas directamente a fallas. Esto se debe a que existen otros muchos orígenes atectónicos que pueden estar ligados a la génesis de estructuras de deformación en sedimentos recientes, muy similares a las definidas como sismitas. En el caso de las licuefacciones, procesos como cargas bruscas, escapes de fluidos, elevaciones del nivel freático y avenidas, pueden producir estructuras de características muy similares a las de origen sísmico, pudiéndose diferenciar tan solo su origen estudiando el medio donde se han generado. Otros procesos como levantamientos y subsidencias, también podrían tener un origen atectónico en procesos como: deslizamientos, ascensos bruscos del nivel freático, avenidas, solifusión, erosión acelerada, etc..

La forma más segura de discriminación entre unas estructuras y otras, para un área determinada, es la identificación de sismitas generadas por terremotos históricos o actuales, pudiendo extrapolar su origen sísmico a estructuras similares anteriores. Obermeier *et al.* (1990) asignan un origen sísmico a estructuras de licuefacción si se localizan en áreas donde se ha registrado, históricamente o instrumentalmente, actividad sísmica. La identificación de sismitas conlleva el reconocimiento de la existencia de fenómenos sísmicos en el pasado. La estimación de su edad, intensidad, localización y asociación con estructuras geológicas, es esencial para la evaluación de



riesgo sísmico en un área. Generalmente, sólo quedan registrados los terremotos que liberan mucha energía, cobrando gran importancia la datación de los mismos para poder inferir períodos de recurrencia. Los terremotos de baja energía solo se registran en condiciones de gran inestabilidad. El problema de la energía no se resuelve con la suma del número de terremotos registrados (Vittori *et al.*, 1991). Se puede haber desprendido la misma energía en un único evento que en la suma de varios de menor intensidad, no diferenciándose esta situación.

Una de las herramientas más importantes de la paleosismicidad es el estudio de planos de falla que afloran en superficie. El estudio de estas estructuras tectónicas permite determinar el campo de esfuerzos actual e identificar fallas activas. La aparición de sismitas suele estar ligada a la orientación de planos de falla, intensidad de la sacudida sísmica y a las características del propio sedimento donde se originan. La inexistencia de sismitas no se puede considerar un factor concluyente para afirmar que en una zona fracturada no se han producido o producirán terremotos importantes (Vittori *et al.*, 1991). El estudio de sismitas, en algunos casos, puede permitir el reconocimiento de paleoterremotos sin planos de falla aflorantes. Ejemplo de esta situación es el caso de las estructuras de deformación en sedimentos definidas para los terremotos de Nuevo Madrid (EE.UU) de 1811 y 1812 y Charleston (Sur de Carolina, EE.UU) de 1886.

## **II. 1. METODOLOGÍAS DE ANÁLISIS PALEOSÍSMICO**

Las metodologías existentes dentro del campo de la paleosismología se pueden agrupar en dos tipos principales de estudio: Análisis Geofísico y Análisis Geológico.

### **II. 1. 1. Análisis Geofísico**

Dentro del análisis geofísico de zonas activas, podemos encontrar las siguientes disciplinas: 1) estudios de sismicidad histórica e instrumental en la delimitación de zonas de riesgo sísmico; 2) interpretación de perfiles de sísmica de reflexión, estudios gravimétricos y magnetométricos para la identificación de fallas en profundidad; 3) utilización de fotografía aérea de bajo ángulo de iluminación y radar; 4) uso de técnicas de medición de subsidencia o levantamiento, así como plegamiento o basculamiento, que indiquen la presencia de actividad neotectónica y posibilidad de riesgo sísmico. Algunas de estas últimas medidas, de carácter geodésico, se realizan por: triangulación, nivelado, clinómetros, extensiómetros, calibrado en sondeo, etc.

#### **II. 1. 1. 1. Sismicidad**

La sismicidad es la disciplina más importante en la determinación de zonas activas. Las alineaciones de epicentros sísmicos, especialmente en zonas donde no afloran fallas en superficie, constituyen uno de los principales argumentos para deducir fallas activas e inferir zonas de riesgo sísmico.



Los movimientos de *creep* son muy comunes en fallas activas, como es el caso de la Falla de San Andrés (en el extremo este de los EE.UU.), mostrándose como áreas de una actividad sísmica alta (Slemons y Depolo, 1986), sin tener porqué recurrir a eventos bruscos separados en el tiempo. Una vez delimitada la falla activa y las zonas de riesgo, se pueden tratar los datos instrumentales sísmicos para establecer los mecanismos focales de los diferentes terremotos. En función de las características de las primeras llegadas de onda sísmica, se establecen dos planos nodales que separen zonas en compresión y en distensión. Posteriormente, se puede diferenciar el plano de falla de estos dos planos nodales, mediante métodos de análisis poblacional de fallas (Capote *et al.*, 1991) como es, por ejemplo, el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988).

### **II. 1. 1. 2. Sísmica de reflexión**

Es de gran utilidad para determinar la geometría de fallas activas en profundidad, tanto en tierra como en el mar y lagos. Se pueden destacar los trabajos realizados por Greene (1973) en la plataforma continental de California y a lo largo de su costa central, para el estudio de la falla de Hosgra, por Crouch *et al.* (1984). El COCORP (Consorcio de Perfiles Sísmicos Continentales) ha deducido numerosas superficies de despegue en profundidad, localizadas bajo el Sevier Desert de Utah (Allmendinger *et al.*, 1983).

### **II. 1. 1. 3. Gravimetría**

Es un método geofísico muy efectivo para el estudio de las zonas de falla, allí donde exista un fuerte contraste de densidades entre los bloques separados por la falla. Esta situación se puede dar cuando los desplazamientos del basamento produce levantamientos diferenciales que, una vez erosionados, dan lugar a diferencias de espesores de sedimentos en la cobertera. La gravimetría es especialmente útil en el estudio de zonas extensionales (Slemons y Depolo, 1986). Zoback (1983) utiliza la gravimetría para delimitar bloques levantados y hundidos en la región de *Basin and Range* a lo largo de la falla de Wasatch en Utah (EE.UU).

### **II. 1. 1. 4. Magnetometría**

La magnetometría, tanto de superficie como aérea, son métodos de medida del campo magnético terrestre muy útiles para la identificación de fallas activas (Cluff y Hansen, 1972; Krinitzsky, 1974; Sherard *et al.*, 1974). Se pueden deducir direcciones de fallas que están sepultadas por sedimentos recientes, pero el método es totalmente inexpresivo para determinar el espesor de los sedimentos. Smith (1967) delimitó *grabens* cubiertos por la sedimentación en el Valle de Dixie (EE.UU), utilizando el método aeromagnético; algunas de estas fallas también fueron descritas después del terremoto de 1954, ya que produjeron fracturación en la superficie. Baley (1974) utilizó la magnetometría para localizar la superficie de deslizamiento de la falla de Chabot (California, EE.UU), marcada por anomalías negativas.





### II. 1. 1. 5. Radar

Las imágenes de radar pueden dar buenos resultados para algunas áreas, pero su coste es mucho más elevado que el de otras técnicas, como son la fotografía aérea de bajo ángulo de iluminación, que también dan buenos resultados. Su gran ventaja es que tiene una cierta penetración en el subsuelo de zonas áridas y en fondos marinos. Se pueden tomar imágenes a cualquier hora del día o de la noche y con el cielo cubierto por nubes o polvo en suspensión.

El radar también se ha utilizado para la identificación de trazas de falla en el subsuelo. Es de baja penetración, pero se han obtenido resultados satisfactorios comparando los resultados extraídos de la observación de trincheras practicadas en fallas con los resultantes del radar (Black *et al.*, 1983). Billham y Seever (1985) realizaron perfiles radar en superficie para detectar cuñas rellenas de materiales coluviales a lo largo de la falla de Lost River y amplias zonas del sistema de fallas asociadas a la falla de San Andrés. Ackmic *et al.* (1990) utilizaron esta técnica en el área de Charleston (EE.UU) para identificar cráteres de arena por explosión asociados al terremoto histórico de 1886.

### II. 1. 1. 6. Geodesia

Para la localización, medida y control del desplazamiento de fallas activas, se pueden realizar medias de precisión de los desplazamientos generados en la horizontal y en la vertical. Las técnicas más utilizadas son:

- **Alineamientos en la horizontal:** es el método más barato y sencillo de aplicar. Consiste en implantar una alineación perfecta de hitos (clavos o estacas) que crucen perpendicularmente la zona de falla. Se realizarán medidas exhaustivas de la alineación de las estacas para cuantificar la dirección y cantidad de movimiento (Rogers y Nason, 1971). La posición de cada hito se puede medir con una precisión de un milímetro utilizando un teodolito, para observar las desviaciones que puede sufrir esta línea recta. Estas medidas también se pueden hacer por triangulación.
- **Triangulación:** se realiza un posicionamiento de señales en polígonos cerrados a través de zonas de fractura, vigilando su posicionamiento por triangulación. Esta técnica es tediosa y lenta, exigiendo una gran precisión en la medida de las distancias para poder cuantificar los desplazamientos. Normalmente, se establecen cuatro señales dispuestas cuadrangularmente a lo largo de la falla y se utilizan distanciómetros de precisión (por infrarrojos o láser) para determinar las distancias y agilizar el proceso. El alineamiento de estas señales puede estar en el rango de los 50 m hasta los 3.000 m, dependiendo de la topografía y de la anchura de la zona de falla (Slemons y Depolo, 1986). En muchos lugares, los movimientos en la vertical producidos por fallas han tenido lugar en tiempos relativamente recientes, dejando evidencias geológicas de su desplazamiento. En estas regiones se pueden establecer redes geodésicas de seguimiento, para controlar sus movimientos y poder deducir posibles terremotos. Un ejemplo ilustrativo de la aplicación



de esta metodología son los seguimientos realizados en el área de la falla de Garlock (NE del desierto de Mojave). Se han medido deslizamientos de la falla durante nueve años, con desplazamientos medios anuales en la vertical de 35 mm. Estos desplazamientos son interpretados como atectónicos, asociándolos a la pérdida de fricción por percolación de aguas superficiales (Sylvester, 1982; Holzer, 1984).

- **Sensores remotos:** el desarrollo de la teledetección ha mejorado la efectividad de estos métodos. Con el tratamiento de datos de satélite se pueden acentuar o resaltar escarpes de falla. Estas técnicas de imagen pueden variar los ángulos de iluminación, utilizar diferentes longitudes de onda o realizar efectos estereoscópicos. El continuo avance de nuevas técnicas analíticas hace que los trabajos de síntesis realizados necesiten continuas revisiones, pero se pueden utilizar como referencia.
- **Fotografía aérea de bajo ángulo de iluminación:** es una técnica muy utilizada para la localización de escarpes de falla, pues es muy sencilla y barata. Consiste en realizar pasadas de fotografía aérea con bajos ángulos de incidencia de la luz solar para resaltar los escarpes de falla. Se ha de elegir correctamente la orientación y la altitud de la luz solar para poder obtener el máximo rendimiento posible de la fotografía aérea. También se utiliza para cartografía de detalle de escarpes de falla (Glass y Slemons, 1978; Slemons y Depolo, 1986).

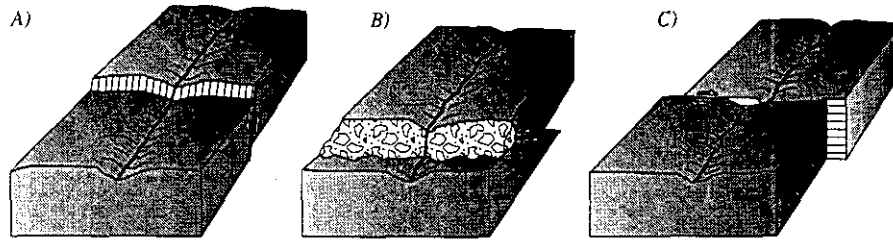
## II. 1. 2. Análisis Geológico

Su importancia es muy grande en la delimitación de áreas de riesgo sísmico, determinación de los períodos de recurrencia de terremotos, localización de fallas activas y cálculo del tensor de esfuerzos reciente y actual. La actividad neotectónica se puede demostrar por el análisis de caracteres tectónicos y geomorfológicos. En muchos casos se pueden aplicar técnicas con sensores remotos instalados en satélites (utilizando bandas desde el infrarrojo hasta el radar). A continuación se enumerarán las disciplinas que abarcan este campo.

### II. 1. 2. 1. Estudio de escarpes de falla

Los efectos más interesantes producidos por los terremotos son los desplazamientos a favor de los planos de falla. Estos desplazamientos pueden tener reflejo en la superficie terrestre por medio de los escarpes de falla y dependen del mecanismo que los ha generado. Su geometría está estrechamente ligada a la orientación de los ejes de esfuerzo y, por tanto, la morfología de los escarpes de falla variará en función del tipo de falla que se trate (Fig. II.1).

Históricamente, existen muy pocos casos en los que no se haya dado una actividad sísmica previa en zonas fracturadas (Bonilla, 1979). En un área determinada, la deformación se puede acomodar con un solo plano de falla o, como en los casos más comunes, por varios. Del conjunto de superficies de fractura que pueden existir, no tienen porqué activarse todas con un movimiento sísmico, pues, dependiendo de su orientación, serán compatibles o no con el desplazamiento en

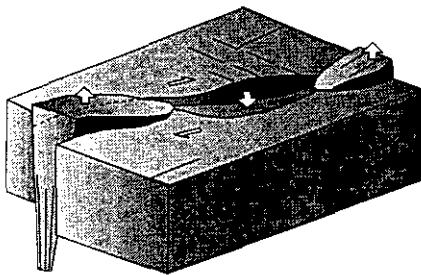


**Fig. II.1.** Diferentes tipos de escarpes de falla. A) falla normal, B) falla inversa, C) desgarre. Modificada de Stewart y Hancock (1994).

cuestión. En el caso del Valle de Owens (California), el terremoto de 1872 generó numerosos escarpes de falla, mientras que los preexistentes permanecieron inactivos (Carver, 1970). Como quiera que sea, un único escarpe de falla activo no registra necesariamente todos los eventos sísmicos a lo largo de una zona de falla.

En el registro de medidas geomorfológicas y estratigráficas de escarpes de falla, se debe tener en cuenta la posibilidad de que una parte, o la totalidad, del desplazamiento se puede deber a movimientos continuos de *creep* (Scholz *et al.*, 1969; King *et al.*, 1973; Ben-Menahem, 1981; Evans *et al.*, 1981). El desplazamiento a lo largo de un plano de falla puede ser debido a la combinación de movimientos repentinos (sísmicos) o lentos (sin expresión sísmica). Estos últimos son los que pueden seguir a un movimiento sísmico (Buckman *et al.*, 1978; Stein y Lisowski, 1983). Se pueden citar ejemplos de movimientos continuos de *creep* en fallas activas como la de San Andrés (Evans *et al.*, 1981), al Norte de la falla de Anatolia en Turquía (Ambraseys, 1970) y la falla de Xi'an en China (Peltzer *et al.*, 1985).

Se ha observado, mediante relaciones geológicas y geofísicas, sismicidad, datos geodésicos y paleosismicidad, que a lo largo de numerosas zonas de falla se pueden identificar segmentos que muestran un comportamiento similar durante eventos sísmicos. Pero en los que, sin embargo, su comportamiento es diferente para zonas de fractura adyacentes (Cluff *et al.*, 1980; Schwartz y Coppersmith, 1984; Slemmons y Depolo, 1986; Wheeler, 1987). Por tanto, hay que ser precavido en la interpretación de datos paleosísmicos para diferentes segmentos dentro de una zona de falla. Para fallas en dirección, pequeñas variaciones en la orientación o en el buzamiento del plano de falla pueden generar zonas sometidas a transpresión o transtensión dentro de una misma componente de desplazamiento (Fig. II.2).

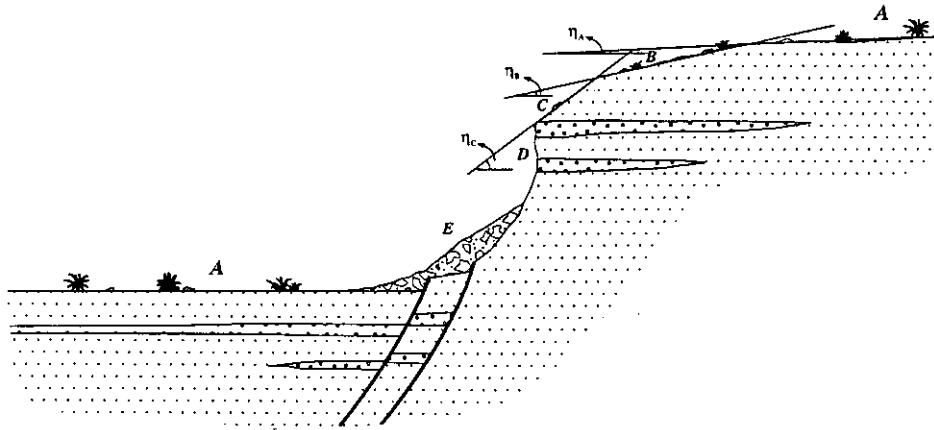


**Fig. II.2.** Delimitación de zonas convergentes (transpresión) y divergentes (transtensión), en una zona de desgarre, para una misma componente de movimiento. Modificada de Park (1988).

**Escarpes de falla en materiales no consolidados:**  
los métodos dedicados a la datación de los escarpes de falla



en materiales no consolidados se basan en la pendiente del escarpe. El perfil topográfico del escarpe es función del ángulo inicial de fractura, la litología, el clima y de la tasa de erosión y deposición. Muchos escarpes tienen discontinuidades diferenciales en sus perfiles topográficos que separan secciones con pendientes más o menos uniformes. Estas deben correlacionarse con una sucesión de eventos individuales ocurridos en el mismo escarpe. El ángulo de la pendiente es inversamente proporcional a la edad (Wallace, 1977; Zhang *et al.*, 1986) (Fig. II.3). Los eventos de pequeña magnitud, o los ocurridos en pequeños intervalos (movimientos de *creep*), no se diferencian con este método. En la práctica, se asume que la falla se reactiva al pie de cada escarpe previo; por tanto, el número de cambios de pendiente será equivalente al de terremotos registrados en la zona (Vittori *et al.*, 1991).



**Fig. II.3.** Escarpe de falla en materiales detríticos no consolidados. A: superficie original desplazada; B, C: paleoescarpes con diferente grado de erosión, asociados a movimientos tempranos de la falla; D: escarpe de falla actual; E: cuña coluvial;  $\eta$ : ángulo de pendiente (disminuye con la edad). Modificada de Vittori *et al.* (1991).

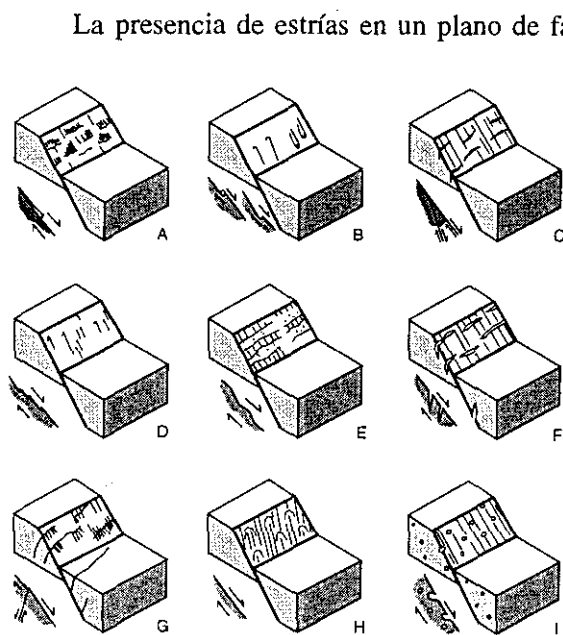
Se han desarrollado varios métodos para determinar la edad de los escarpes de fallas normales, basados en la tasa de erosión del escarpe y en procesos de alteración. Esta relación es función de la altura y pendiente, frente al tiempo transcurrido, mediante una ecuación de dispersión (Culling, 1960, 1965) y/o ajuste por comparación con escarpes de falla o terrazas lacustres de edad conocida. Trabajos a destacar que han utilizado esta técnica son los de Anderson (1979), Nash (1980, 1986), Colman y Watson (1983), Hanks *et al.* (1984), Mayer (1984, 1986), Andrews y Hanks (1985), Hanks y Wallace (1985) y Pierce y Colman (1986). La aplicabilidad de este método se restringe al Cuaternario Superior y a condiciones climáticas y sedimentarias bien conocidas. También tiene limitado su uso al tipo de falla, siendo sólo aplicable a fallas normales (Slemons, 1957; Carver, 1970; Wallace, 1977, 1984; Molnar y Deng, 1984; Wallace y Whitney, 1984; Machette, 1986; Zhang *et al.*, 1986; Martel *et al.*, 1987).

El estudio de fallas inversas presenta más problemas, debido a que la complejidad de la deformación aumenta. De todas formas, se han obtenido resultados muy importantes en el estudio de este tipo de fallas, entre los que podemos destacar a Carver (1987), Hull (1987) y Swam (1987).



Las fallas en dirección, o desgarres, proporcionan una gran cantidad de información, especialmente con marcadores sedimentarios y geomorfológicos, como desplazamientos laterales de canales y terrazas. Los estudios más importantes al respecto corresponden a la falla de San Andrés, donde se ha desarrollado una importante metodología (Wallace, 1970; Sieh, 1978, 1984; Hall, 1984; Sieh y Jahns, 1984).

**Escarpes de falla en materiales consolidados:** las características de estos escarpes muestran características muy diferentes a los que se producen en materiales no consolidados. En planos de falla normal con componente en la vertical predominante, se pueden diferenciar zonas homogéneas con diferentes grados de alteración (facetas triangulares) (Wallace, 1984). Esto debe indicar desplazamientos bruscos, o continuos de *creep*, interrumpidos por periodos de inactividad de la falla, en los que se produce una erosión que hace retroceder el escarpe. También hay que tener en cuenta posibles desplazamientos gravitacionales o erosión de los planos de falla, en función de condiciones climáticas específicas (Vittori *et al.*, 1991).



**Fig. II.4.** Criterios para determinar el sentido de movimiento en un plano de falla (los criterios son válidos para cualquier tipo de falla). 1: Escalones de mineralización; 2: cantos impresos o marcas dejadas por estos; 3: fracturas Riedel; 4: eslicolitos; 5: alternancias de bandas estriadas, en las caras de las rugosidades que sufren fricción; 6: grietas de tensión; 7: fracturas conjugadas; 8: criterios mixtos, a: marcas parabólicas; b: vacuolas deformadas. Modificada de Angelier (1994).

La presencia de estrías en un plano de falla ha sido asociado a deslizamientos sísmicos (Engelder, 1974). Es muy posible que muchas estrías tengan un origen parecido, pero también se pueden dar por movimientos asísmicos (por ejemplo, halocinesis y deslizamientos). Hancock y Barka (1987) proponen que existe una relación entre el análisis estadístico de las longitudes de las estrías y la magnitud de los deslizamientos simples. Las estrías de falla se pueden tratar por métodos estadísticos de análisis poblacional de fallas y permitiendo calcular el tensor de esfuerzos que ha producido la fracturación. Algunos de estos métodos son: Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972), Método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981; Etchecopar, 1984), Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), Método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1987, 1992) y Método de Delvaux (Delvaux, 1993) (ver capítulo IV).

Distintos desplazamientos sólo pueden estar indicados por estrías con diferente orientación y, si se intersectan, pueden dar edades relativas. Las estrías también son indicadores de sentido de movimiento si presentan estructuras



asociadas como eslicolitos, escalones de calcita, etc., (Fig. II.4).

**Estudio de escarpes de falla en calicatas:** el estudio de calicatas, tanto naturales como antrópicas, aporta datos fundamentales a la paleosismicidad. Pueden dar información sobre la cuantía de la magnitud del desplazamiento de una falla y facilitar el muestreo destinado a realizar dataciones absolutas. Suelos y paleosuelos suelen estar afectados por fallas en zonas sísmicamente activas. Con su estudio detallado, se pueden obtener dataciones relativas y absolutas (Machette, 1978; Birkeland, 1984; Harms *et al.*, 1987; Rockwell *et al.*, 1987; Masana, 1995; Blumetti, 1995; McCalpin, 1996).

Las zonas de falla suelen corresponder a sistemas complejos de fallas y no a un único plano. Se puede complicar más aun el estudio de calicatas si los sedimentos a los que afecta, o a los asociados a los movimientos de la falla, carecen de estratificación. Estos sedimentos pueden corresponder a depósitos caóticos aluviales o de avenida, en los que se pueden observar cantos fracturados y rotados, así como cantos estriados y marcas de presión al ser sometidos a esfuerzos. Existen varias metodologías para deducir los elipsoides de deformación y esfuerzo mediante cantos estriados; las más destacadas son las de Schrader (1988) y Taboada (1992). En este tipo de materiales abundan las estructuras atectónicas que pueden ser confundidas con sismitas.

## II. 1.2. 2. Efectos en los sedimentos: sismitas

El estudio de los efectos de los terremotos en los sedimentos recientes, para determinar la presencia de terremotos antes de las primeras crónicas históricas, es el objetivo principal de la paleosismología. Con la identificación y datación de estas estructuras se pueden deducir los períodos de recurrencia de grandes terremotos. Discriminar su origen sísmico o asísmico de estructuras de deformación no es tarea fácil, pues muchas de estas pueden tener un origen sedimentario o diagenético (ver apartado II.3).

Los diferentes tipos de sismitas se generan dependiendo de la carga dinámica impuesta por la sacudida sísmica y de las características litológicas de los sedimentos. Las sismitas, salvo casos muy localizados, no indican la situación del epicentro del sismo, ya que se pueden generar a cientos de kilómetros de distancia de aquel, como ilustra el terremoto de la ciudad de México, (De Angelis *et al.*, 1986; Rosenblueth y Heli, 1986).

Los procesos más comunes asociados a sismos que dan lugar a modificaciones en la disposición intergranular de sedimentos son: licuefacciones, compactación de sedimentos granulares sueltos, acumulaciones de abanicos aluviales al pie de fallas activas y bloques caídos al pie de escarpes (Carver, 1970). También podemos encontrar deslizamientos (Cantalamesa *et al.*, 1981; Keefer, 1984; Keefer, 1987; Nikonov, 1988; Jibson, 1996), *slumps* submarinos (Francis, 1971; Muti *et al.*, 1984; Kleverlaan, 1987) y otras alteraciones de la disposición planar de los estratos (Sims, 1973, 1975; Seilacher, 1984; Allen, 1986a).

De todas estas estructuras, las deformaciones producidas por licuefacción son las estructuras paleosísmicas por excelencia, por su frecuencia y fácil reconocimiento en trincheras (Thorson *et al.*, 1986; Obermeier, 1987; Obermeier *et al.*, 1990; Amick, 1990) (ver apartado II.1.1.). Cuando las



licuefacciones tienen lugar en sedimentos que no están horizontales (un 1% de pendiente puede ser suficiente) se produce el deslizamiento de las capas (Field *et al.*, 1982; Sims, 1973, 1975). Depresiones y hundimientos en la superficie se pueden generar como consecuencia de las licuefacciones. Esto se debe a la génesis de fracturas de carácter extensivo por la compactación de los sedimentos o por el desplazamiento lateral de la capa confinante, produciéndose una extrusión inicial de materiales que después colapsarán (cráteres de arena por explosión e inyecciones en dique de arenas, ver apartado II.3.1 y II.3.2) (Amick *et al.*, 1990).

Dado que este aspecto, dentro de las diversas técnicas del análisis geológico de la paleosismicidad, constituye uno de los puntos centrales del presente trabajo, su desarrollo se llevará a cabo en los apartados II.2 y II.3 y en los capítulos VII y VII.

### II. 1. 2. 3. Levantamiento y subsidencia sísmica

Estos fenómenos representan casos especiales de "sismitas". Grandes terremotos (a menudo de magnitud ( $M \geq 8$ ), han producido levantamientos y subsidencias locales reconocidas en el cinturón costero en la zona de subducción circumpacífica (West y McCrumb, 1988; Denyer *et al.*, 1991). Levantamientos de carácter sísmico se han definido en Alaska (Plafker, 1987), a lo largo de la costa de México (Cruz y Wiss, 1983) y en Japón, donde se han identificado levantamientos de más de 5m en 1703 y de más de 2m en el año 1923 (Awakata y Kakihi, 1985). Estos movimientos generan terrazas marinas en las áreas levantadas. La extensión del levantamiento sísmico es difícil de diferenciar de las oscilaciones eustáticas del nivel del mar o levantamientos tectónicos a gran escala que no están estar relacionados directamente con una actividad sísmica (Lajoie, 1986).

### II. 1. 2. 4. Datación

Uno de los capítulos más importantes de la paleosismicidad es la datación de estructuras de deformación, tanto relativa como absoluta. Los sistemas lacustres en los que aparece sedimentación varvada son medios sedimentarios idóneos para poder realizar dataciones relativas, dado que muy frecuentemente cada varva lacustre (lámina clara-lámina oscura) corresponde a un año de sedimentación (Anderson y Dean, 1988). No siempre se pueden datar las estructuras de forma absoluta, o éstas pueden tener márgenes de error muy grandes, debido a efectos de contaminación orgánica que pueden sufrir muchas de las estructuras. Las técnicas más seguras de medida son las de cuantificación de isótopos radiogénicos de materia orgánica e inorgánica. Los materiales susceptibles de datación son de carácter secundario, originados en los planos de falla o en sismitas. La datación absoluta por  $C^{14}$  es la más utilizada en paleosismicidad, pudiéndose tomar muestras de hasta 30.000 años, pero es imposible verificar las proporciones de  $C^{14}$  más allá de 8.000 años. Otros métodos de datación pueden ser: polen, paleomagnetismo, hidratación de la obsidiana, aminoácidos, desarrollo de suelos, líquenes y dendrocronología (Calkin y Ellis, 1984).

Las dataciones relativas sólo se pueden llevar a cabo por medio de consideraciones geológicas y geomorfológicas. Algunos de los estudios realizados van encaminados a deducir las tasas de degradación de escarpes de falla, correlación de terrazas marinas, fluviales y lacustres de origen



sísmico y comparación de superficies de alteración con otras superficies datadas en los mismos materiales y clima similares (Vittori *et al.*, 1991). Sewart y Hancock (1994) realizan una recopilación de métodos de datación utilizados en estudios de neotectónica (Tabla 1; tomada de Steward y Hancock, 1994).

	MÉTODO DE DATACIÓN	MATERIAL DATADO
ANUAL	Registro histórico	<i>Testigos oculares, documentos históricos, leyendas</i>
	Dendrocronología	<i>Anillos de crecimiento anual de árboles</i>
	Cronología de sedimentos varvados	<i>Sedimentos lacustres deformados</i>
RADIOMÉTRICO	$C^{14}$	<i>Carbón, turba y conchas de un nivel guía</i>
	Series de U	<i>Corales recifales, moluscos, huesos, carbonatos pedogénicos</i>
	K-Ar	<i>Rocas volcánicas con contenido en K</i>
	Trazas de fisión	<i>Vidrios volcánicos, circón</i>
RADIOLÓGICO	Tendencia de U	<i>Coluviones, sedimentos eólicos</i>
	Termoluminiscencia	<i>Granos de cuarzo y feldespato en coluviones procedentes de escarpes de falla</i>
	Resonancia electrónica	<i>Estrías de falla en granos de cuarzo</i>
PROCESOS ORIENTADOS	Aminoácidos	<i>Moluscos, esqueletos</i>
	Liquenometría	<i>Líquenes en morrenas glaciares y planos de falla</i>
	Cronología de suelos	<i>Grado de desarrollo de suelos en superficies geomorfológicas</i>
	Pérdida de agua en rocas	<i>Pátinas en rocas y anillos de pérdida de fluidos</i>
	Morfología de pendientes	<i>Escarpes de falla, recientes y degradados</i>
CORRELATIVAS	Estratigrafía	<i>Cuñas coluviales en escarpes de falla</i>
	Arqueología	<i>Cerámica</i>
	Palimnología	<i>Morrenas glaciares</i>
	Paleomagnetismo	<i>Estrías de falla</i>

*Tabla II.1. Diferentes metodologías de datación aplicables a estudios de paleosismicidad. Tomada de Steward y Hancock (1994).*





## II. 2. MECANISMOS GENÉTICOS DE ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DE ORIGEN SÍSMICO (SISMITAS)

Es el tema más controvertido que atañe a la paleosismicidad, ya que los procesos que generan las estructuras de deformación en sedimentos recientes son los mismos para estructuras de origen sísmico y asísmico, diferenciándose sólo en el mecanismo que desencadena el proceso. Algunos autores (Obermeier *et al.*, 1986; Obermeier *et al.*, 1990; Amick *et al.*, 1990) dedicados al estudio de sismitas, especialmente debidas a licuefacción, confirman el origen sísmico de estas estructuras si se pueden asociar a terremotos históricos. De este modo, las estructuras de deformación situadas en áreas sísmicamente activas, confirmadas bien por registro instrumental o histórico, tienen un origen sísmico prácticamente seguro. Este planteamiento tiene numerosos problemas y estos mismos autores clasifican estructuras en función de la probabilidad que tiene cada tipo de estructura de ser generada por un sismo. Dentro de estas clasificaciones se tiene en cuenta la propia dinámica de la estructura y su orientación, así como las características de los materiales (especialmente su susceptibilidad a la licuefacción) y su localización. A continuación, se hace una enumeración de procesos de deformación y sus estructuras, y sus posibles orígenes.

Owen (1987) propuso una clasificación genética de estructuras de deformación en sedimentos no consolidados. Este autor sugiere que la clasificación se puede aplicar a estructuras halladas en el registro fósil, aportando datos para deducir su origen en términos de procesos sedimentarios. Tal como señala Owen (1987), es importante tener en cuenta que estructuras morfológicamente diferentes se han podido generar por el mismo proceso y estructuras que se agrupan bajo un mismo nombre se producen por mecanismos diferentes. Un ejemplo muy claro son las problemáticas estructuras en convoluta, término aplicado a un amplio espectro de estructuras con morfología y origen diferente.

### II. 2. 1. Clasificación de Owen

La clasificación propuesta por Owen (1987) se ha desarrollado teniendo en cuenta la existencia de dos componentes necesarios para producir la deformación de un sedimento no consolidado:

- Mecanismo de deformación
- Sistema de fuerzas dirigidas

#### Mecanismos de deformación

Los dos comportamientos principales de sedimentos no consolidados frente a la deformación son el plástico y el comportamiento como fluidos viscosos (Fig. II.5). La aplicación de un esfuerzo a un sedimento **plástico** no produce una deformación inmediata del material (Fig. II.5A), sino que éste ha de superar la resistencia a la deformación del cuerpo, pasando a deformarse dúctilmente y



de manera constante. Manteniendo constante un determinado esfuerzo, que no supere el límite de deformación del material, la deformación se puede iniciar si introducimos nuevas variables que reduzcan este límite. Estas variables son:

- aumento de la temperatura
- aplicación de un esfuerzo durante un largo período de tiempo (deformación por *creep*; McClay, 1977)
- incremento de la concentración de humedad en sedimentos arcillosos (Gillott, 1968)
- elevación de la presión de fluidos.

El **comportamiento de fluidos viscosos** frente a la aplicación de un esfuerzo es una deformación inmediata y constante (Fig. II.5B). Por tanto, carecen de límite de resistencia a la deformación. Este comportamiento es especialmente importante en sedimentos granulares no consolidados y el término que se aplica al cambio de estado, de sólido a fluido, es la licuación (Allen, 1982). Owens (1977) considera cuatro tipos principales de licuación: tixotropía, sensibilidad, licuefacción y fluidificación.

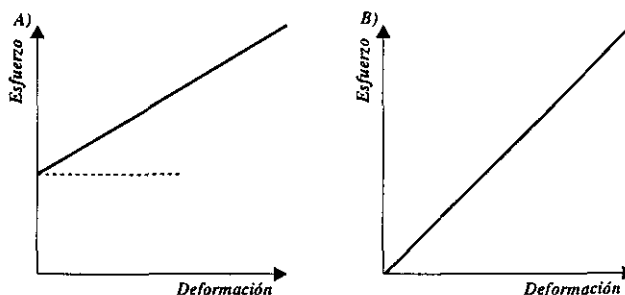


Fig. II.5. Condiciones para deformación dúctil; a) sustancia plástica, b) sustancia viscosa. Modificada de Owen (1987).

La **tixotropía** es un comportamiento de ciertos materiales cohesivos, como las arcillas, que pierden su resistencia cuando son agitados. Esto se debe a una alteración del empaquetamiento planar de los minerales de la arcilla, al dispersarse por el aumento de la presión de fluidos (Boswell, 1961). La resistencia del material se recupera una vez que floculan los minerales de la arcilla dispersados.

La **sensibilidad** también se da en arcillas, especialmente en arcillas rápidas (de resistencia nula a la deformación). Se produce por un colapso del empaquetamiento metaestable de partículas cuando éste se satura en agua, generándose una importante pérdida de la resistencia del material. La resistencia de la arcilla no se recupera hasta que ha perdido toda su humedad (Gillott, 1968; Torance, 1983).

**Licuefacción y fluidificación** son los mecanismos de deformación que se pueden desencadenar a consecuencia de una sacudida sísmica. Por esto, recibirán un tratamiento más extenso en apartados posteriores (ver apartados II.2.1.2 y II.2.1.4). Ambos mecanismos se dan en materiales no consolidados y sin cohesión, como es el caso de arenas, limos groseros y gravas finas. Estos mantienen una resistencia a la deformación mediante su entramado de partículas y las fuerzas friccionales existentes en los contactos entre granos.

**Licuefacción** es la pérdida de resistencia de un material no cohesivo, relacionado con un incremento en la presión de fluidos. Esta ha de aumentar hasta que iguale o supere a la carga



litostática (Owen, 1985). Existen tres tipos de licuefacciones:

- *estática*: producida por un aumento de la presión de fluidos debido a una elevación brusca del nivel freático a través del sedimento.
- *dinámica*: se produce por un único impacto que destruye el empaquetado granular del sedimento.
- *cíclica*: inducida por el aumento de la presión de fluidos al aplicar cargas cíclicas producidas por esfuerzos de cizalla alternantes (terremotos).

La **fluidificación** se produce cuando en un sistema abierto de sedimentos granulares no cohesivos, circula un flujo continuo de agua a través de éste, hasta que las partículas llegan a permanecer en suspensión (Owen, 1987). El flujo ascendente de agua puede ser producido tanto por causas asísmicas (por ejemplo, ascenso brusco del nivel freático) como sísmicas (por la compactación generada durante la licuefacción y el consiguiente ascenso de fluidos a zonas de menor presión). Por tanto, en el caso de tener un origen sísmico, la fluidificación puede ser el paso siguiente a la licuefacción y el mecanismo responsable de las estructuras de escape de fluidos.

### Sistemas de fuerzas dirigidas

El estilo o características de una estructura de deformación dependerán de la geometría inicial del sedimento y de ciertas características del mecanismo de deformación. Pero lo que es determinante en su génesis es la orientación de los esfuerzos aplicados. El sistema físico responsable de estos esfuerzos se puede denominar *sistema de fuerzas dirigidas*. En un contexto sedimentario se necesita tomar en consideración un número relativamente bajo de sistemas de fuerzas dirigidas. Estos pueden actuar solos o en combinación. El mayor número de estructuras sedimentarias se da en sedimentos no consolidados y sin cohesión, como es el caso de arenas, limos groseros y gravas (Owen, 1985). Los sistemas de fuerzas dirigidas más comunes, responsables de la deformación de sedimentos (Owen, 1987) son:

- **fuerzas gravitacionales**: actúan en la vertical en todas las superficies con pendiente. Así, en el caso de que se produzca la desestabilización de un sedimento situado en una pendiente, la fuerza gravitacional se descompondrá en dos: una paralela al plano de la pendiente, responsable del desplazamiento, y otra perpendicular que se opone al movimiento.
- **distribución desigual de la presión confinante**: se da en sedimentos cuyo techo posee un cierto relieve (sedimentario o erosivo) o donde cambia la potencia de éste. El gradiente de presiones produce la licuación del sedimento infrayacente, de manera muy similar a como ocurre cuando se licuefactan arenas durante terremotos (Youd, 1978).
- **gradientes de densidad**: las diferencias de densidad entre un sedimento menos denso que el suprayacente pueden producir el ascenso gravitacional del primero, que de esta forma intruye en el más denso.
- **esfuerzos de cizalla**: pueden actuar tanto en el interior como en la superficie del sedimento. Los esfuerzos tangenciales de cizalla en la superficie de un estrato no licuado pueden



producir la erosión de parte de éste o la deformación de una capa fina en su superficie. Si el sedimento tiene estratificación cruzada, puede producir pliegues recumbentes de charnelas agudas y ejes paralelos, por esfuerzos de cizalla subordinados transmitidos al interior, que dislocan los contactos entre granos (Hendry y Stauffer, 1975). Los esfuerzos de cizalla verticales en el interior están asociados al arrastre de partículas por fluidos durante la fluidificación. A consecuencia de esto se pueden generar estructuras de escape de fluidos.

- **otros agentes físicos, químicos o biológicos:** se pueden incluir algunos como la contracción de arcillas por desecación, crioturbación, impactos meteoríticos, impactos de gota de lluvia y esfuerzos producidos por el crecimiento de cristales y concreciones.

### Gráficos de clasificación de Owen

Owen (1987) presenta dos gráficos de clasificación de estructuras: uno referido a estructuras de deformación en sedimentos no consolidados en general, y un segundo para arenas no consolidadas en particular. A su vez, Collinson (1994) realiza una modificación de la primera clasificación restringiendo el gráfico a sedimentos no cohesivos (Tabla II.2), puesto que elimina los mecanismos de deformación correspondientes a materiales cohesivos, tixotropía y sensibilidad.

MECANISMOS DE DEFORMACIÓN		Resistencia superada		Resistencia de campo reducida			Licuación			
		Frágil	Plástica	Presión intersticial alta	Temperatura elevada	"Creep"	Líquido	Fluido		
Fuerzas gravitacionales en pendiente		Deslizamientos	"Slumps"	TECTÓNICA			"Debris flows"			
Presión confinante desigual		Desarrollo de fallas	"Ripples" de carga				"Shale ridges" laminación en convoluta		"Ripples" de carga y marcas aisladas	
Gradientes de densidad gravitacionalmente inestables	Continuo	Fallas en sedimentos no consolidados (principalmente extensivas)					Diques clásicos volcánicos de arena			
	Dentro de un único estrato						Laminación en convoluta			
	Múltiples estratos no fraccionados						Estructuras en disco			
	Múltiples estratos fraccionados						Escape de agua conductos y pilares			
Esfuerzos de cizalla	Corriente de arrastre		Diapíros de arcilla "mudlumps"	Domos salinos	Moldes de carga					
	Vertical				Estructuras en almohadilla y bolas pseudonódulos					
Otros	Físico	Grietas de desecación	TECTÓNICA			Estratificación cruzada volcada				
	Químico	Concreciones, crecimientos cristalinos				Estructuras en disco y pilares				
	Biológico	Bioturbación								

**Tabla II.2.** Esquema de clasificación de estructuras de deformación en sedimentos no consolidados (Owen, 1987). Modificada de Collinson (1994).



El principal problema que Owen argumenta para la construcción de estas clasificaciones que son de carácter genético es la dificultad que plantea el situar en su posición real cada estructura. Esto se debe al desconocimiento sobre el origen de muchas de estas estructuras y a que se pueden agrupar varias bajo un mismo nombre, cuando en realidad tienen orígenes diferentes. Owen (1987) indica que estos problemas se podrán subsanar con la experimentación en laboratorio de fuerzas dirigidas y mecanismos de deformación en sedimentos no consolidados. Los sistemas de fuerzas dirigidas se pueden deducir con un margen de error aceptable si se determinan las orientaciones de los desplazamientos y el contexto sedimentológico en el que se han formado las estructuras de deformación. Según Owen (1985), una de las piezas fundamentales para la comprensión genética de estructuras de deformación es el estudio de la microfábrica. Por tanto, este estudio, junto con la experimentación de la deformación, bajo campos de esfuerzo conocidos, es esencial. La aproximación a esta problemática ha sido cubierta recientemente por este autor (Owen, 1996).

Owen (1985) clasifica detalladamente cada estructura de deformación generada en arenas sin cohesión, dividiéndolas según su comportamiento frágil o dúctil. A su vez, el comportamiento dúctil se subdivide según tenga lugar en materiales cohesivos (comportamiento plástico, lodos y arenas bajo determinadas condiciones) y no cohesivos (arenas y gravas). Distingue tres tipos diferentes de mecanismos de deformación en materiales no cohesivos: licuefacción, fluidificación (ambos se comportan como fluidos viscosos) y cizalla intergranular. El comportamiento de un sedimento licuefactado como un fluido viscoso no implica necesariamente la destrucción de la estratificación, hecho ya demostrado experimentalmente por McKee *et al.* (1962). Resulta imposible saber si la deformación de una estructura fósil se ha producido por un comportamiento plástico o viscoso, puesto que esto no afecta al estilo de la deformación. Por tanto, Owen (1987) no considera un problema relevante en su clasificación la consideración de que un sedimento licuefactado se comporte reológicamente como un cuerpo plástico o como un fluido viscoso. La principal ventaja de esta clasificación es que está basada en propiedades que se pueden reconocer a partir de las características morfológicas de las estructuras de deformación. Por tanto, con la observación detallada de las estructuras podemos deducir el mecanismo de deformación que las ha generado. Además, es un esquema flexible y versátil que se puede adaptar a cada necesidad específica (Owen, 1987). La elección de un mecanismo de deformación nos puede llevar a varias soluciones posibles, al igual que con los sistemas de fuerzas dirigidas. Por tanto, podemos sustituir el sistema de fuerzas dirigidas en cuestión por sistemas de esfuerzos o agentes geológicos concretos que hayan generado nuestra estructura.

Una de las carencias más notable de estos gráficos es la ausencia de agentes geológicos desencadenantes de estos procesos. Owen (1987) lo justifica afirmando que una vez que se ha iniciado el proceso, éste ya no depende del mecanismo disparador, sino que las características y procesos de deformación son controlados por los sistemas de fuerzas dirigidas y los mecanismos de deformación. Por tanto, la deducción de los agentes geológicos desencadenantes, no se debe hacer directamente por la observación de las características morfológicas de la estructura en sí misma, sino que se debe realizar teniendo en cuenta su contexto sedimentológico.



## II. 2.2. Licuefacción. Fundamentos teóricos

Los sedimentos arenosos sin cohesión y los depósitos de limos suelen tener una resistencia al corte alta, soportando grandes cargas sin producirse alteraciones en su estructura interna. Pero, bien por causas naturales o artificiales, se puede producir la pérdida de resistencia de estos materiales cambiando su estado para pasar a comportarse como líquidos viscosos. El mecanismo que afecta a este cambio de estado, de sólido a líquido, es la licuación, que genera sedimentos licuefactados (Allen, 1977). Esta pérdida de cohesión puede producir desplazamientos a favor de pendientes o inyecciones de materiales licuefactados en respuesta a gradientes de presión.

La licuación consta de dos mecanismos: la licuefacción y la fluidificación (Allen, 1982). Para que se dé la fluidificación es condición necesaria el que exista una fase fluida con un movimiento de ascenso relativo con respecto al resto del sedimento, aunque ésta no es una condición necesaria para la licuefacción.

### Tipos de licuefacción

Según Allen (1982), basándose en análisis previos de Seed (1968), Ambraseys y Sarha (1969) y Gilbert (1976), hay tres tipos principales de licuefacción para sedimentos sin cohesión: estática, dinámica y cíclica. La licuefacción estática se da a causa del aumento de la presión de fluidos en una masa estática sin cohesión. La simple aplicación de una carga, o impulso a una masa sedimentaria, puede generar licuefacción dinámica. La licuefacción cíclica es el resultado de la acción repetida de una carga reversible, producida tanto por un terremoto como, por ejemplo, por la acción del oleaje. Genho y Shuqin (1997) definen un tipo más de licuefacción, la licuefacción lenta, con velocidades de deformación muy bajas, generadas como consecuencia de corrientes convectivas originadas por gradientes de densidad inestables. En realidad, este tipo de licuefacción es lo que se ha conocido históricamente como estructuras de deformación generadas por gradientes de densidad inestables.

### *Licuación estática*

La licuefacción estática se produce por el aumento de la presión de fluidos, como consecuencia de movimientos relativos del nivel freático, en un estrato permeable que se encuentra bajo otro impermeable o parcialmente confinante (Allen, 1982; Owen, 1985). Lambre y Whitman (1969) calculan la resistencia al corte ( $T_{xz}$ ) por encima de un nivel AB (Fig. II.6) de un estrato superficial granular, en el que los poros están rellenos de agua hasta un cierto nivel. Así, tenemos que:

$$T_{xz} = C + [(C\sigma h_{gr} + (1-c)\rho g h_{gr})g - \rho g h_{gr}]Tg\phi \quad [\text{II.1}]$$

donde:

- $\sigma$  = densidad de los granos
- $C$  = concentración por volumen de granos
- $\rho$  = densidad del agua
- $c$  = cohesión granular



$h_{gr}$  y  $h_f$  = espesor del estrato granular y acuoso, respectivamente

$g$  = aceleración de la gravedad

$\phi$  = ángulo de fricción del material

Para arenas y limos groseros no consolidados,  $T_{xz}$  y la cohesión son nulas, teniendo únicamente influencia el esfuerzo efectivo (diferencia entre la carga litostática y la presión de fluidos). Por tanto, el sistema se encuentra en equilibrio estático, puesto que el esfuerzo efectivo es positivo. Pero si esta masa granular se encontrase bajo una capa impermeable y aumentase la presión de fluidos, disminuiría el esfuerzo efectivo acercándose a la licuefacción del sedimento granular. De manera similar, podemos hacer disminuir el esfuerzo efectivo si introducimos una lamina de agua a través de la masa granular. De este modo, la licuefacción del sedimento se puede producir por la introducción de fuerzas gravitacionales (sobrecargas) o pequeños gradientes de presión, al reducir el esfuerzo efectivo a cero o a valores negativos (Allen, 1982).

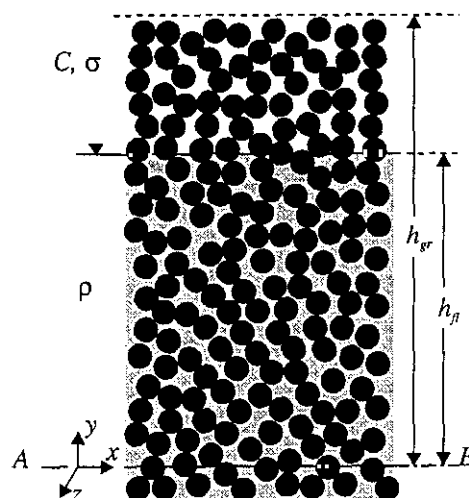


Fig. II.6. Representación esquemática de un empaquetado de partículas para un sedimento no consolidado saturado en agua. Modificada de Allen (1982).

Esta ecuación sólo se cumple si: a) los granos son incompresibles y b) los esfuerzos que ponen en contacto las áreas entre granos y la resistencia de cizalla intergranular son independientes de la presión confinante. Bishop y Skinner (1976) afirman que esto no se cumple para materiales reales, puesto que, en el caso de presión confinante elevada, los esfuerzos que soportan los contactos intergranulares juegan un papel importante en la estabilidad del material. Por tanto, no son independientes de la presión confinante, y, de acuerdo con ello, proponen la siguiente ecuación para el cálculo de la resistencia al corte:

$$T_{xz} = [C\sigma h_{gr} + (1-c)\rho h_f]g - \rho g h_f + A\rho g h_f \quad [II.2]$$

siendo A el área total de contacto entre granos por unidad areal del nivel AB. Se puede encontrar en un intervalo de 0,01-0,1, en sedimentos naturales no consolidados.

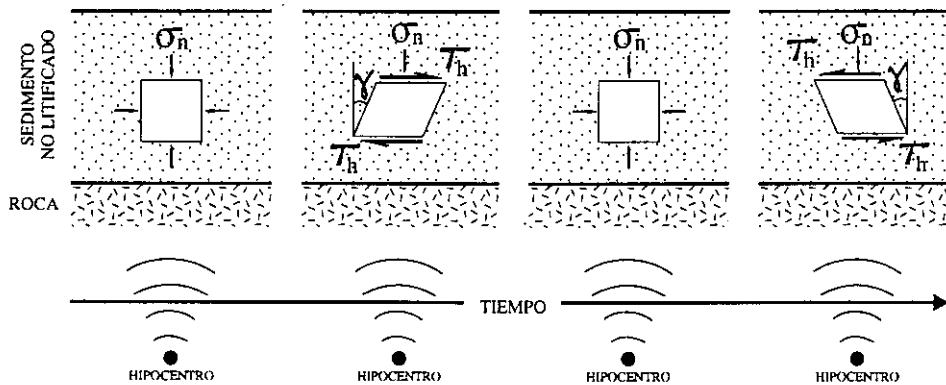
La licuefacción, brusca o no, de estos materiales depende del empaquetamiento granular y de la fábrica. Si el empaquetamiento es alto, las deformaciones por cizalla se producen sólo como consecuencia de una deformación elástica de los granos, rotura o dilatación, o alguna combinación de estos. En el caso de empaquetados poco densos, las uniones del soporte entre clastos tienden a ser destruidas por pequeños esfuerzos de cizalla debidos a la compactación progresiva del sedimento. De esta manera, en el colapso de las fábricas de sedimentos granulares el peso de las partículas se transmite al fluido intergranular, aumentando la presión de fluidos. Esto produce el cambio de estado del material (licuefacción) pasando a tener un "fluido" de dos fases, sólido y líquido, que se deforma bajo esfuerzos de escasa magnitud (Allen, 1982).



La licuefacción estática es un fenómeno común y bien ilustrado para deslizamientos de flujo, rotura de pendientes compuestas por limos groseros bien seleccionados o arenas finas y porosas sin arcillas, así como gran número de *debris flows* licuados. Se dan tanto en ambientes subacuáticos (costeros, fluviales o lacustres) como subaéreos (Allen, 1982).

### **Licuefacción cíclica**

El efecto general de ondas de cizalla inducidas sísmicamente, en un estrato no cohesivo de arenas o limos groseros sobre un sustrato rocoso, es consecuencia de los movimientos repetitivos en la horizontal producidos por la sacudida sísmica. Cada elemento del sedimento experimenta periódicamente un esfuerzo de cizalla alternante ( $T_{xz}$ ), el cual se encuentra confinado bajo un esfuerzo normal constante ( $S$ ), controlado por la magnitud de la sobrecarga del sedimento y la altura del nivel freático (Fig. II.7). La frecuencia, amplitud y duración de la sacudida varía con la magnitud del terremoto, distancia al epicentro y con las características y potencia del estrato a través del cual viajan las ondas sísmicas (Allen, 1982).



**Fig. II.7.** Representación esquemática del comportamiento de una partícula de un sedimento no consolidado sometido a un movimiento sísmico. Modificada de Allen (1982).

Sobre la licuefacción influyen factores inherentes al sedimento, como la litología y su posición estratigráfica, o factores relacionados con las características del movimiento sísmico. Los factores sismológicos que influyen en la licuefacción son la amplitud y duración del evento, es decir, de la aceleración pico y del número de ciclos de cizalla (Seed, 1979). A continuación se describirán cada uno de estos factores.

- **Litología:** los materiales más susceptibles a la licuefacción son arenas de grano fino a medio y limos groseros de empaquetado suelto y sin cohesión. La licuefacción es una pérdida brusca de rigidez y resistencia de estos materiales a consecuencia de los esfuerzos de cizalla cíclicos en superficie producidos por un terremoto. Scott y Price (1988) piensan que los procesos de licuefacción se inician de manera progresiva desde un punto, y que a partir de éste se genera una reacción en cadena, de tanta duración como permanezcan las condiciones adecuadas para su génesis.





- **Profundidad (con respecto a la superficie topográfica):** según Florin e Ivanov (1961), no se generan licuefacciones a más de 10 a 15 m de profundidad; no obstante se han definido licuefacciones a 50 m de profundidad (Andersen y Bjerrun, 1967). Estas son condiciones excepcionales y lo normal es que se den en zonas más someras, de 20 a 25 m de profundidad como máximo. Obermeier (1994) señala que la profundidad máxima a la que se pueden generar licuefacciones se encuentra alrededor de los 10 m. Además, esta profundidad depende de la relación de los esfuerzos de cizalla cíclicos generados por el terremoto y del esfuerzo necesario para iniciar la licuefacción del sedimento (Fig. II.8).
- **Magnitud del sismo:** Kuribayashi y Tatsuoka (1975) y Youd (1973) llegan a la conclusión de que existe una relación entre la magnitud  $M$  (escala de Richter) y la distancia máxima al epicentro desde el cual se puede generar una licuefacción. De acuerdo con estos autores, tenemos que los terremotos de magnitud inferior a 5 no generan licuefacciones, los de magnitud 6 generan licuefacciones en un radio de 6 km y los de 7 en un radio de 20 km.
- **Duración del sismo:** es tan importante como la magnitud. Oscilaciones de esfuerzos de cizalla en aumento progresivo producidos por un terremoto durante un espacio de tiempo suficiente pueden generar licuefacciones en sedimentos que, de otra manera, a igual magnitud pero menor duración, habrían permanecido estables.

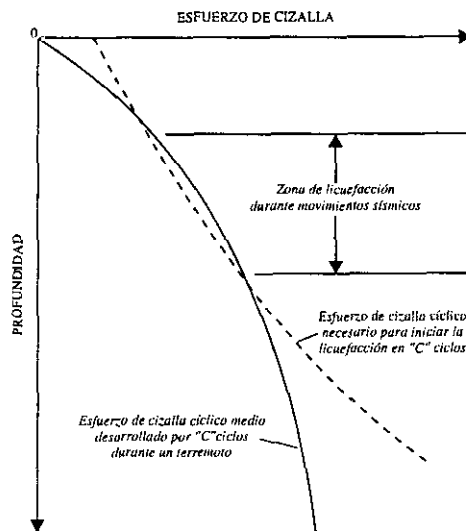


Fig. II.8. Localización de la zona de licuefacción durante un terremoto. Modificada de Seed e Idriss (1971).

Por tanto, resulta muy difícil establecer una relación entre un determinado tipo de sismita y una magnitud sísmica equivalente, ya que los movimientos sísmicos pueden variar en frecuencia, magnitud y duración. De esta manera, una misma estructura de deformación se puede generar tanto por un movimiento sísmico de gran magnitud y corta duración como por uno de magnitud moderada y larga duración. Pero teniendo en cuenta que la duración de los terremotos suele superar escasamente el minuto, las magnitudes sísmicas asociadas a sismitas se pueden acotar más, dentro de unos márgenes. Por este motivo, Scott y Price (1988) proponen la experimentación en laboratorio para poder integrar todas estas variables y establecer una relación entre los diferentes tipos de estructuras y sus magnitudes sísmicas asociadas.



Las licuefacciones cíclicas asociadas a terremotos están producidas por sismos de magnitud 5 o superior (Seed, 1968; Seed e Idriss, 1971). La aceleración máxima de la superficie terrestre durante cada evento suele ser del orden de  $0,2g$  (siendo  $g$  la aceleración de la gravedad), con frecuencias de  $0,1$  a  $10$  Hz (Richter, 1958). La velocidad horizontal máxima de la superficie terrestre no supera los  $0,1$  m/s. La duración de grandes terremotos suelen ser períodos de  $10$  a  $100$  s (Allen, 1982). Ensayos de laboratorio llevados a cabo en 1966 por Goodmam y Appuhn indican que la magnitud de la aceleración del subsuelo y la amplitud del movimiento de éste aumentan en profundidad. En realidad, la sucesión de diferentes litologías en profundidad es un factor determinante en el perfil de desplazamientos y aceleraciones. Casos de licuefacciones asociadas a terremotos históricos definidos por Seed (1968), Ambraseys y Sarha (1969) y Seed e Idriss (1971) demuestran que estas estructuras son un fenómeno regional y no local. Pueden afectar a sedimentos no cohesivos que ocupen cientos o miles de  $\text{Km}^2$ .

Seed e Idriss (1970, 1971) calcularon el esfuerzo máximo de cizalla experimentado por una partícula durante un terremoto. Suponen que la columna de sedimento no cohesivo saturado en agua de una altura  $h$  sobre la partícula se comporta como un sólido rígido. Así, tenemos que:

$$(T_{xz})_{\text{máx}} = (\gamma h) a_{\text{máx}} \quad [\text{II.3}]$$

donde:

$\gamma$  = densidad del sedimento, incluyendo el agua intersticial

$a_{\text{máx}}$  = aceleración máxima de la superficie terrestre

$h$  = profundidad de la partícula o altura de la columna de sedimentos sobre ésta

En realidad, esta columna no es rígida y valores por encima de  $(T_{xz})_{\text{máx}}$  deben reducirse con un factor inversamente proporcional a  $h$  que depende de la litología (a profundidades superiores a  $30$  m, por ejemplo, el factor de reducción es de  $0,5$ ).

Cuando  $(T_{xz})_{\text{máx}}$  supera la resistencia de cizalla estática del sedimento se produce la licuefacción y comienza a deformarse extensionalmente. Ambraseys y Sarha (1969) y Gilbert (1976) demuestran que la resistencia de cizalla estática aumenta con la profundidad, representando la presión por sobrecarga; además, también se ve influido por la concentración de granos. Así, Bjerrum *et al.* (1961) demostraron experimentalmente que la resistencia de cizalla estática baja bruscamente con la disminución de la densidad del empaquetado. La licuefacción cíclica también se puede dar por la acción periódica del oleaje sobre el sedimento (Allen, 1982), lo cual introduce un elemento relevante para la interpretación de estructuras de deformación, tal y como demuestran algunos trabajos recientes (Martel y Gigbling, 1993).

El efecto de la carga hidrostática ejercida por la lámina de agua ( $\sigma_n$ ) no influye en el potencial a la licuefacción y fluidificación de los sedimentos. Ya que la resistencia al corte ( $\tau$ ) del sedimento depende exclusivamente del esfuerzo efectivo (diferencia entre la carga litostática y la presión intersticial o de fluidos) y del ángulo de rozamiento interno ( $\phi$ ) del sedimento (Fig. II.9). De esta



manera tenemos que:

$$\tau = (\tau_t - w) \operatorname{tg} \phi + C \quad [\text{II.4}]$$

$$\tau = [(h\gamma_{\text{sat}} + H\gamma_w) - \gamma_w (H + h)] \operatorname{tg} \phi$$

$$\tau = (h\gamma_{\text{sat}} + H\gamma_w - H\gamma_w - h\gamma_w) \operatorname{tg} \phi$$

$$\tau = [(\gamma_{\text{sat}} - \gamma_w) h] \operatorname{tg} \phi$$

donde:

$\tau$  = resistencia al corte

$\phi$  = ángulo de rozamiento interno

$\gamma_{\text{sat}}$  = densidad del sedimento saturado en agua

$C$  = cohesión

$h$  = potencia del sedimento

$H$  = potencia de la lámina de agua

$\gamma_w$  = densidad del agua

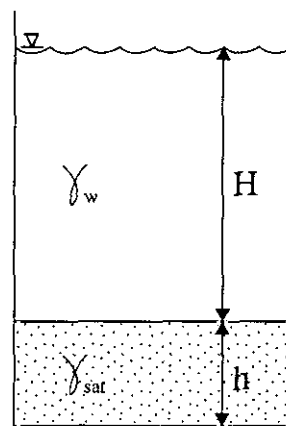


Fig. II.9. Esquema de la distribución de cargas en un sedimento subacuático.

Algunos autores, como Obermeier *et al.* (1990, 1993), Tinsley *et al.* (1985) y Amick *et al.* (1990), coinciden en señalar que los factores que condicionan la potenciabilidad de licuefacción en un material, son los siguientes:

- edad de los materiales sedimentarios: con terremotos actuales no se producen en materiales más antiguos del Pleistoceno
- profundidad de la lamina de agua (nivel freático): la probabilidad de que se produzca una licuefacción disminuye mucho por debajo de los 3 m del nivel freático; sólo en condiciones particularmente inestables y con magnitudes superiores a 7,5 se generan licuefacciones por debajo de este nivel
- tamaño de grano: los tamaños arena media a fina, son particularmente vulnerables a la licuefacción
- densidad y cohesión de los sedimentos: estos dos factores están asociados directamente a la edad de los materiales; cuanto más antiguos, más densos y cohesivos (existen excepciones). A mayor densidad, se necesita mayor presión intersticial para que se produzca la licuefacción
- origen de los sedimentos: altas tasas de sedimentación favorecen la licuefacción. De este modo, los materiales con mayor probabilidad de licuefacción son sedimentos de grano fino, depositados en ambiente lacustre y fluvial y ocasionalmente playas
- potencia de los sedimentos: se necesitan espesores mínimos de arenas de 3 m (o de alternancias de limos y arenas)
- aceleración interna: depende de la amplitud y número de ciclos de carga de la onda sísmica. Varía en función del origen de los mecanismos focales de los terremotos y de parámetros locales de los materiales.



En la figura II. 10 se puede observar una representación esquemática de los procesos de licuefacción sísmicamente inducidos "SIL" (Amick *et al*, 1990). Se definen dos tipos de materiales, uno infrayacente potencialmente licuefactable ( $H_2$ ) y otro suprayacente no licuefactable ( $H_1$ ), normalmente impermeable (Fig. II.10A). Durante el momento sísmico (a) se desarrolla el esfuerzo de cizalla ( $\tau$ ) en  $H_1$ . Como resultante de esta deformación por cizalla ( $\tau$ ) se reduce la porosidad en  $H_1$  y, por tanto, se produce un aumento de la presión intersticial y pérdida de agua (Fig. II.10B). Se forma una interfase de agua entre  $H_1$  y  $H_2$ . La presión intersticial sigue aumentando hasta que supera la presión confinante, produciéndose la licuefacción de las arenas al ser transportadas en suspensión por el agua, que asciende hacia niveles superiores donde la presión es menor. La reducción de la porosidad por efecto de un movimiento sísmico ha sido comprobada experimentalmente por Liu y Quiao (1984). La morfología de las estructuras de licuefacción puede variar significativamente de unas a otras. Esto es debido a que entran en juego en su génesis factores como la estratigrafía local. Observaciones de campo, así como consideraciones teóricas, sugieren que el espesor de la capa licuefactable, la presencia o ausencia de una capa impermeable suprayacente y el espesor y cohesión de ésta, controlan en gran medida el tipo de licuefacción que se genera.

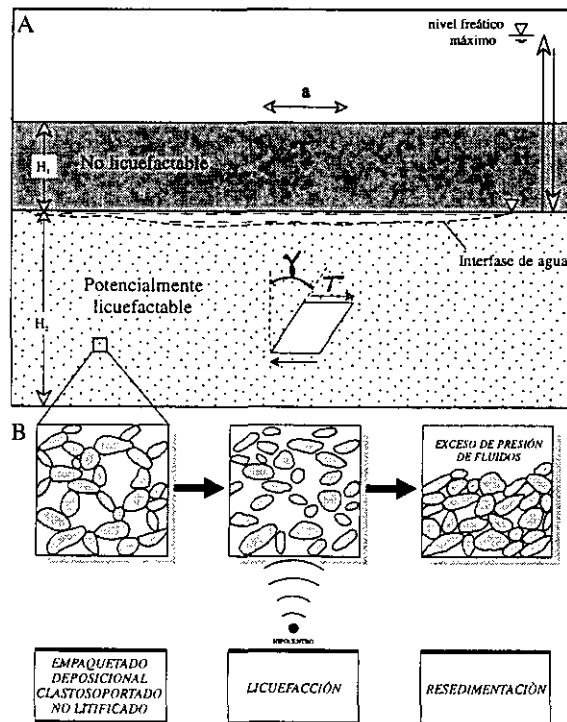


Fig. II.10. A) Representación esquemática de los procesos de licuefacción y B) sucesión de cambios producidos en la fábrica de un sedimento arenoso. Modificada de Amick *et al.* (1990) y Owen (1987).



**Licuefacción cíclica subacuática.** El mecanismo desencadenante de la licuefacción cíclica subacuática puede tener dos orígenes, bien sísmico o bien producido por la acción del oleaje sobre los sedimentos del fondo marino o lacustre. En profundidades superiores a los 200 m de lámina de agua es difícil que se puedan producir licuefacciones sobre los sedimentos de fondo (Seed y Rahman, 1978). La frecuencia del oleaje no ha de ser muy baja, puesto que si no los incrementos de carga producidos por el paso de una ola se disipa antes del paso de la siguiente. De esta manera, no se daría la licuefacción ya que el paso del tren de ondas no produce la acumulación de carga suficiente (Maltman, 1994).

Según Wiegel (1964) y Mitchell *et al.* (1973), la desviación de la presión ejercida en el fondo por las oscilaciones de la lámina de agua es:

$$\Delta p = \rho g \left\{ \frac{\frac{1}{2} H \cos\left(\frac{2\pi x}{L} - \frac{2\pi t}{T}\right)}{\cosh\left(\frac{2\pi d}{L}\right)} \right\} \quad [\text{II.5}]$$

donde:

H = amplitud de onda

L = longitud de onda

T = período de onda

x = distancia en la dirección de propagación de onda donde se aplica la carga

t = tiempo

d = profundidad de la lámina de agua

Debido a la diferencia de presiones producida entre la cresta y el surco de la onda a su paso por un punto, el esfuerzo de cizalla imprimido pasa a depender también del tiempo. De acuerdo con la ecuación anterior, la magnitud del esfuerzo aplicado al sedimento es despreciable si  $L > 0,5d$ , pero se puede incrementar al máximo dependiendo de H en profundidades en que se aproxime a L. Para que el oleaje produzca efectos similares en los sedimentos a los producidos por terremotos, son necesarias amplitudes superiores a los 10 m y frecuencias del orden de 0,1 Hz (sólo asociadas a fuertes tormentas). Henkel (1970) y Mitchell *et al.* (1973) demuestran que las olas pueden ser el mecanismo desencadenante de la rotura de pendientes subacuáticas en sedimentos no consolidados a profundidades del mismo orden que la amplitud de la onda.

### **Licuefacción dinámica**

La licuefacción dinámica se genera por un único y fuerte impulso, el cual destruye el empaquetado granular metaestable del sedimento (Allen, 1982; Owen, 1985). Depende de sucesos de carácter mucho más local que los desencadenados por terremotos o tormentas. Algunos de estos eventos podrían corresponder a explosiones, caída gravitacional masiva de bloques, *tsunamis* o avenidas fluviales (Allen, 1982). Los efectos generales que pueden producir estos agentes en los sedimentos no pueden ser muy diferentes a los producidos por los terremotos, pero presentan dos diferencias sustanciales:



- 1) las vibraciones a que se ve sometido el subsuelo son de una duración muy corta
- 2) los esfuerzos a los que es sometido el subsuelo tienen un carácter más compresivo que el que puedan producir ondas de cizalla.

### **Licuefacción lenta**

Este tipo de licuefacción tiene unos procesos genéticos muy diferentes de los de cizalla cíclicos. Esencialmente se refieren a procesos convectivos generados por gradientes de densidad inestables (estrato superior más denso que el inferior,  $\varphi_a > \varphi_b$ ) (Genho y Shuqin, 1997).

Algunos de los desencadenantes de este tipo de licuefacción pueden ser: diferencias de gravedad específicas generadas durante el apilamiento de suelos, variaciones del contenido en agua en niveles de suelo y aumento del volumen en suelos. Las dos condiciones necesarias para que se dé esta licuefacción son las siguientes:

1. La sedimentación de un nivel superior más denso que uno inferior, lo que va a generar una desestabilización del sistema (Fig. II.11). Las ondulaciones o irregularidades del contacto entre capas genera diferencia de presiones:

$$\Delta p = \Delta \varphi \Delta h \quad [\text{II.6}]$$

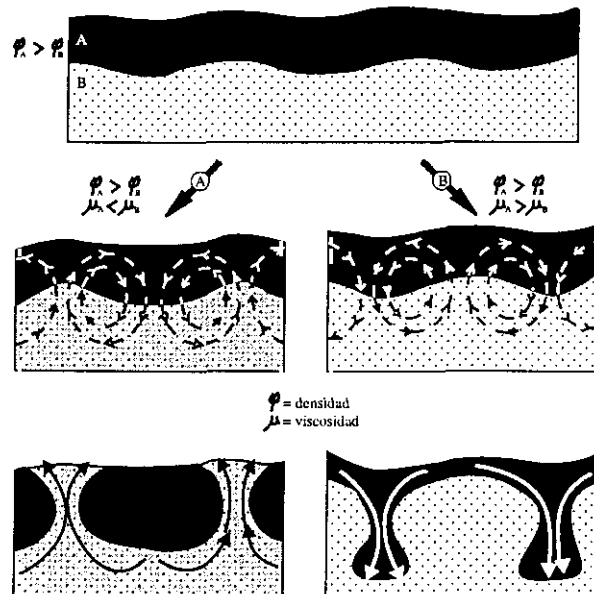
siendo  $\Delta \varphi = \varphi_a - \varphi_b$ ,  $\Delta h$  la diferencia de altura entre zonas vecinas cóncavas y convexas. De este modo tenemos que:

- $\Delta \varphi < 0 \rightarrow$  sistema estable  
 $\Delta \varphi > 0 \rightarrow$  sistema inestable

2. Otra condición para que se dé el flujo licuefactado es que  $\Delta \varphi \Delta h$  alcance el valor mínimo de la resistencia al corte del sedimento ( $\Delta \varphi \Delta h \geq \tau_k$ ).

El suelo comienza a licuefactarse y fluir cuando su comportamiento es viscoso. Cuando los coeficientes de viscosidad del nivel superior ( $K_a$ ) y el inferior ( $K_b$ ) son muy diferentes, se pueden dar las siguientes situaciones:

- $\mu_a < \mu_b$ . El material superior colapsará y el inferior extruirá a partir de las zonas estrechas y puntiagudas (Fig. II.11A).
- $\mu_a > \mu_b$ . El material de techo



**Fig. II.11.** Procesos de licuefacción lenta por gradientes de densidad inestables e influencia de la viscosidad en éstos. Tomada de Genho y Shuqin (1997).



colapsará en el nivel inferior con una morfología exactamente inversa a la anterior, descendiendo en forma de cuña y gota (Fig. II.11B).

Las velocidades de deformación son muy bajas ( $v = 10^{-7}$  m/s) y son necesarios años para que se formen estructuras de deformación representativas. Este tipo de deformación se da en ambientes con procesos de hielo-deshielo.

### II. 2. 3. Experimentación en laboratorio sobre licuefacción cíclica

La experimentación en laboratorio sobre licuefacción cíclica ha tenido un gran interés por su aplicación a la construcción en zonas sísmicamente activas. Los ensayos que se han realizado son numerosos (Seed y Lee, 1966; Lee y Seed, 1967; Peacock y Seed, 1968; Finn *et al.*, 1969; De Alba *et al.*, 1976; Owen, 1996).

En muestras de empaquetado granular poco denso (Fig. II.12A) es en las que se obtiene una licuefacción completa. La presión de fluidos aumenta rápidamente en primer lugar, para estabilizarse ligeramente y volver a subir de manera brusca hasta que se equilibra con la presión confinante. En este momento de equilibrio el esfuerzo efectivo es cero. Las muestras experimentan una deformación despreciable durante el período de aumento de la presión intersticial, pero al igualarse con la presión confinante se produce una gran deformación cíclica constante y, consecuentemente, la licuefacción del material. Estas deformaciones se pueden mantener siempre y cuando se reduzca en gran medida la amplitud de los esfuerzos cíclicos aplicados. El aumento prácticamente constante de la presión de fluidos nos está indicando el colapso progresivo de la estructura clastosoportada del sedimento, para destruirse de manera brusca al equilibrarse con la presión confinante (Allen, 1982).

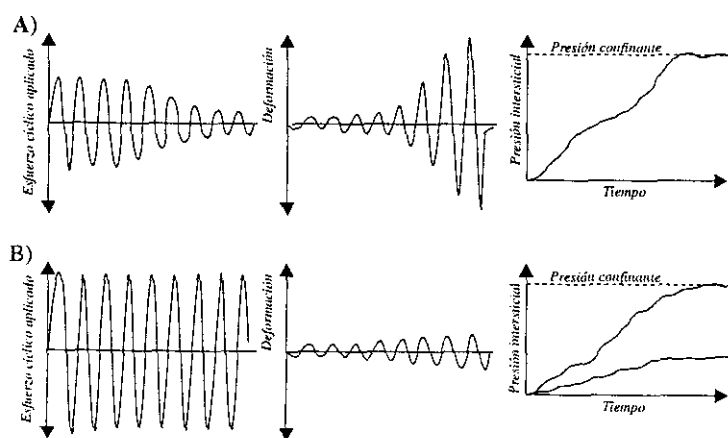


Fig. II.12. Gráficas de resumen del comportamiento de sedimentos no consolidados sometidos a cargas cíclicas. A) Baja concentración de partículas, B) alta concentración de partículas. Modificada de Allen (1982).

Las muestras de empaquetado granular denso (Fig. II.12B) se comportan de manera diferente a las anteriores en varios aspectos. Esencialmente, el esfuerzo de cizalla máximo para que se produzca la deformación ha de ser mucho mayor. La presión de fluidos se incrementa progresivamente con el aumento del número de ciclos de carga. De manera similar, la deformación cíclica aumenta gradualmente antes de llegar a ser de amplitud constante. El esfuerzo efectivo llega a anularse, pero no se puede afirmar que exista una



licuefacción de la muestra, aunque sí ha sufrido una deformación extensional (Allen, 1982).

Según lo citado anteriormente, Allen (1982) llega a la conclusión de que la licuefacción cíclica de sedimentos sin cohesión se ve favorecida por los siguientes factores:

- 1) incremento de la amplitud del esfuerzo de cizalla cíclico
- 2) aumento del número de ciclos de carga
- 3) disminución de la presión confinante
- 4) reducción de la concentración granular de la muestra
- y 5) disminución del tamaño de grano.

La presencia de minerales de arcilla en el sedimento dificulta su licuefacción, puesto que hace aumentar su cohesión. El aumento del tamaño de grano también disminuye el potencial de licuefacción. Algunos de estos factores quedan definidos por ensayos de laboratorio con arenas de grano medio sometidas a cizalla simple. El posible comportamiento natural de estas arenas queda limitado por la densidad del empaquetamiento desordenado de las partículas, tanto en su límite inferior (empaquetado desordenado lo más suelto posible), como en el superior (empaquetado desordenado lo más cerrado posible). Estos experimentos también revelan que la frecuencia de carga tiene una influencia baja en el comportamiento de la licuefacción en un rango inferior a 0,1 Hz. Otro de los efectos de la acción de la carga cíclica es el aumento de la densidad del empaquetamiento (Lee y Albaisa, 1974). La tendencia a la licuefacción no siempre se reduce con la repetición de esfuerzos iguales, si bien sobrecargas de baja magnitud repetidas sí pueden reducirlo (Seed *et al.*, 1977). Finn *et al.* (1970) demuestran que algunas de las muestras sometidas a simulaciones sísmicas, con deformaciones cíclicas grandes, se pueden licuefactar con mayor facilidad que antes de ser sometidas a la simulación sísmica. Pero la solución al problema del cambio de susceptibilidad a la licuefacción de un material después de un terremoto posiblemente no esté en el laboratorio, sino en observaciones de campo. En el área de Niigata (Japón), sometida a terremotos de magnitud importante, no todos los sedimentos no consolidados susceptibles de licuefacción han sufrido este proceso (Seed e Idriss, 1971; Ambraseys y Sarha, 1969). En este mismo área, el terremoto de 1964 aumentó la susceptibilidad a la licuefacción de algunos sedimentos mientras que disminuyó la de otros (Kishida, 1966).

Owen (1996) estudia los efectos de la licuefacción en sedimentos arenosos no consolidados y saturados en agua. Utiliza una mesa de simulación de terremotos para realizar diferentes tipos de experimentos introduciendo distintos sistemas de fuerzas dirigidas. Utiliza una mesa vibradora de simulación de terremotos que le permite crear modelos a escala real de génesis de estructuras en sedimentos arenosos. Los ensayos son aplicados durante períodos de tiempo entre 5 y 10 segundos y compresiones entre 10 y 15 ciclos, con una aceleración máxima de 0,29 g a 1,15 g. Una vez que la licuefacción se ha producido y permite la deformación del sedimento, la geometría de dicha deformación está determinada por las fuerzas que actúan sobre el cuerpo sedimentario (Jones, 1962; Owen, 1987). Esta combinación de sistemas de fuerzas dirigidas y la configuración inicial del sedimento son los parámetros que determinan el carácter de la estructura de deformación (Owen, 1987). Los experimentos los realiza utilizando arenas de grano medio a fino, no consolidadas, con estratificación cruzada, en un medio subacuático y con potencias de 0,4 m.

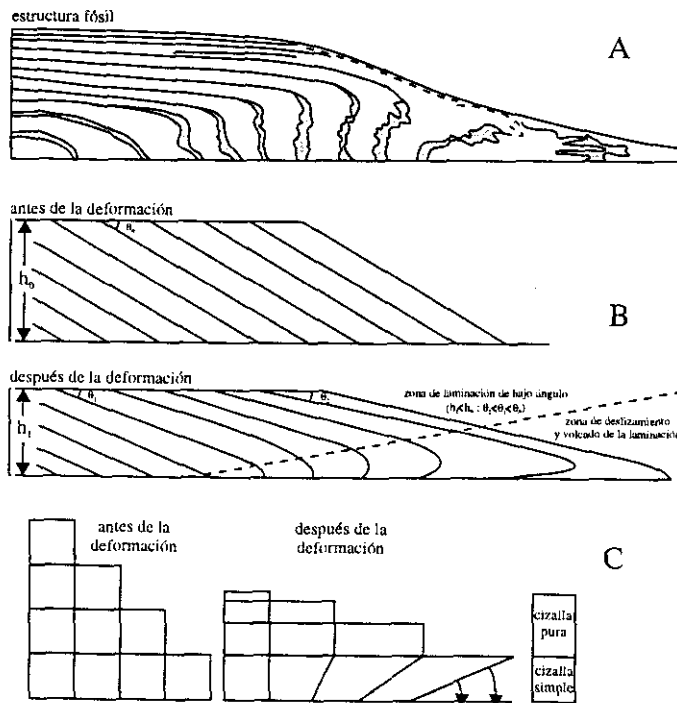




Un aumento de la presión de fluidos produce una disminución en la presión efectiva del sedimento y, como consecuencia, la deformación de éste. El aumento de la presión de fluidos se genera experimentalmente simulando la llegada de las ondas cíclicas superficiales de terremotos. Los esfuerzos de cizalla cíclicos aplicados reducen la porosidad y hacen que aumente la presión de fluidos. Las fuerzas previas a las que están sometidos los sedimentos antes de la licuefacción pueden ser suficientes para producir la deformación del sistema. De este modo, la deformación se puede generar en sistemas con tan sólo una licuefacción parcial. Los diferentes tipos de fuerzas dirigidas que pueden actuar sobre un sedimento licuefactado condicionan las morfología de las estructuras de deformación resultantes. Algunos de estos sistemas de fuerzas dirigidas son (Owen ,1996):

- 1) colapsos de pendientes
- 2) cargas diferenciales
- 3) gradientes gravitacionales
- 4) cizalla tangencial
- y 5) cizalla vertical.

### Deformaciones condicionadas por el colapso de pendientes



**Fig. II.13.** Deformación por colapso de pendiente producido por una licuefacción: A) Estructura de deformación del registro fósil; B) Efectos experimentales de la deformación sobre una estratificación cruzada planar y C) patrón esquemático de los procesos de deformación. Tomada de Owen (1996).

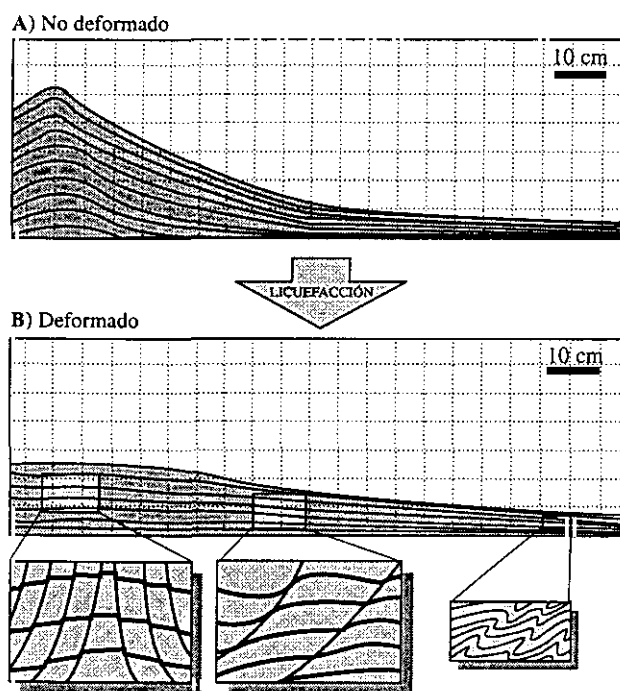
Owen 1996 hace colapsar por licuefacción un nivel de arena con estratificación cruzada planar. El colapso de las estratificaciones cruzadas se produce como consecuencia de la pérdida de resistencia por licuefacción y la acción de la fuerza de la gravedad, que hace que disminuya el buzamiento de las estratificaciones (Fig. II.13). En la parte baja del cuerpo sedimentario se producen pliegues recumbentes, mientras que en la parte superior hay un estiramiento y adelgazamiento de los *sets* (Fig. II.13A y B). En zonas alejadas del límite del cuerpo arenoso se mantiene prácticamente el mismo ángulo de pendiente para los *sets*, mientras que en las zonas próximas al límite de avalancha de la estructura la pendiente disminuye.

Las zonas de plegamiento son consecuencia de los esfuerzos de cizalla desarrollados en la zona de



contacto del cuerpo arenoso con la base del tanque de ensayo (deformación por cizalla simple) (Fig. II.13C). La zona superior del cuerpo arenoso se deforma por cizalla pura (Ramberg, 1981). En la parte inferior del plegamiento pueden aparecer pliegues cuya geometría es muy similar a la de los *kinks* (Fig. II.13A). Esto se da como consecuencia de la existencia de una capa estable sometida a extensión por debajo de una licuefactada. Es decir, el flanco invertido del pliegue desestabiliza el sistema localmente, situando la capa licuefactada por encima de la estable.

En el caso de que se permita el deslizamiento del cuerpo arenoso sobre la base del tanque de ensayo, la zona de plegamiento desaparece o tiene un desarrollo escaso (Fig. II.14). La deformación se produce exclusivamente por cizalla pura. Tan sólo en las zonas del límite del tanque, al chocar el sedimento estirado contra éstas, se generan pequeños pliegues en relevo hacia la zona de contacto. El estiramiento producido (cizalla simple) se acomoda por el desarrollo de microfallas normales. Esta deformación frágil se da en los últimos estadios de la deformación, cuando los contactos grano-grano se restablecen después de la licuefacción (Fig. II.14B). La resistencia a la deformación de las arenas viene dada exclusivamente por la fricción en el contacto grano-grano. El sedimento licuefactado se comporta como un fluido viscoso o, en el caso de que exista una licuefacción parcial, el comportamiento es plástico, con una baja resistencia a la deformación (Allen, 1982; Jeyapalan *et al.*, 1983).



**Fig. II.14.** Resultado de un ensayo experimental en el que se simula un terremoto. A) Cono de estratificación cruzada planar no deformado; y B) resultado de la deformación producida por la simulación sísmica. Modificada de Owen (1996).

### Deformación condicionada por carga superficial diferencial

Un sedimento licuefactado cuya resistencia a la deformación es muy pequeña o nula no es capaz de sustentar ningún relieve positivo en la superficie del mismo. Estas zonas elevadas colapsan dentro del sedimento licuefactado. Owen (1996) dispone un cono arenoso sobre una barra de arenas con estratificación cruzada planar (*foresets*) (Fig. II.15A). Cuando el sistema se licuefacta por completo, la parte elevada (el cono de arena) colapsa, perdiendo buzamiento sus laminaciones internas. Estas estratificaciones también se pliegan en la zona de contacto con la barra inferior al colapsar dentro de ésta. La ausencia de desplazamiento relativo entre el cono de arena superior y la



barra inferior explica este patrón de deformación, en el que no existe deformación por cizalla simple entre ambos cuerpos arenosos. Sin embargo, sí se desarrolla una zona de cizalla en el sustrato entre la barra arenosa y los límites fijos del tanque de ensayo. En la zona en la que la pendiente del cono buza en el mismo sentido que los *foresets* del sustrato, la deformación en este último se acomoda con el desarrollo de pliegues, debido a que el sentido de movimiento del nivel inferior es el mismo que el del cono suprayacente. En la zona en la que los *foresets* buzan en sentido opuesto, los sentidos de movimiento relativo también lo son, produciendo una elevación brusca del sustrato inferior (Fig. II.15B).

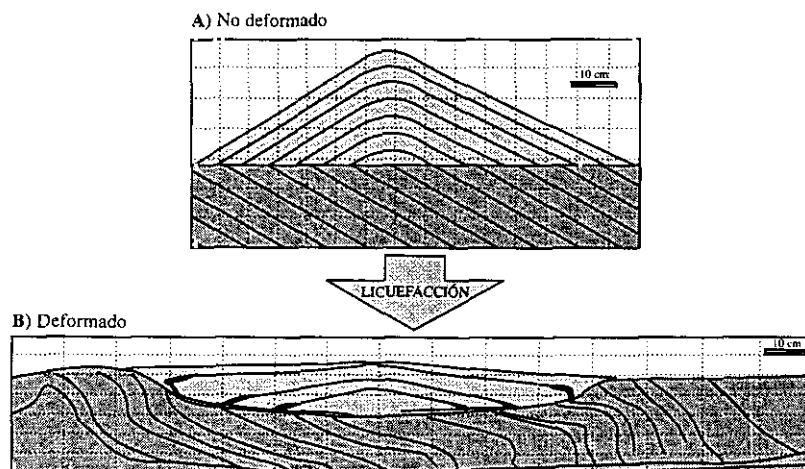


Fig. II.15. Ensayo de deformación por licuefacción en un medio con un sistema de fuerzas dirigidas caracterizado por carga diferencial. Modificada de Owen (1996).

### Deformación condicionada por gradientes de densidad gravitacionalmente inestables

Es el sistema en el que un estrato de densidad alta se deposita sobre uno de menor densidad. En el caso de que el nivel inferior pierda su resistencia se formarán estructuras de carga (Anketell *et al.*, 1970). Por ejemplo, este tipo de situación es muy común cuando hay arenas sedimentadas sobre lodos, pero también se pueden producir en sistemas exclusivamente arenosos.

En sistemas de arenas muy cuarcíferas la densidad del sistema depende de su porosidad, lo cual depende a su vez de la forma de los granos, selección, tamaño y procesos deposicionales (Allen, 1982). En los experimentos realizados por Owen (1996), éste superpone una lámina de 8 cm de arenas finas-medias sobre un estrato de arenas finas de 15 cm de potencia (Fig. II.16A). Una vez sometidos a la simulación sísmica, el contacto entre arenas se deforma en series de pliegues con un relieve máximo de 14 cm. También se generan pliegues de menor escala en el estrato inferior. La longitud de onda de los pliegues es proporcional a la potencia de los niveles deformados (Dzulynski, 1966; Anketell *et al.*, 1970). El ascenso del material inferior puede llegar a atravesar el nivel superior en un ascenso diapírico, formando pseudonódulos (Fig. II.16B). Los pliegues de longitud de onda menor (5 cm) desarrollados en el nivel inferior se forman en niveles laminados de diferentes granulometrías de 2 cm de potencia. Algunos de estos pliegues aparecen como pequeñas estructuras



de escape de fluidos (*cusp*). Esto indica que se ha desarrollado localmente una licuefacción y que la deformación condicionada por el escape de fluidos se ha superpuesto a la de los gradientes de densidad inestables.

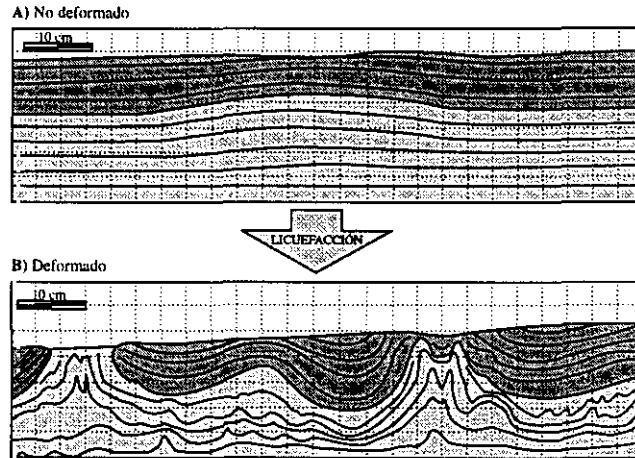


Fig. II.16. Estructuras de carga generadas en un ensayo de licuefacción. Modificada de Owen (1996).

### Deformación condicionada por cizalla tangencial

En este caso se añade una segunda componente a la desestabilización producida por la simulación sísmica, un flujo de agua superficial (Fig. II.17A). Si se aplican estas condiciones sobre una capa de arena con estratificación cruzada planar se generan pliegues recumbentes simples (estratificación cruzada planar volcada), como consecuencia de los esfuerzos de cizalla ejercidos por el flujo acuoso en la superficie del sedimento licuefactado (Allen y Banks, 1972; Allen, 1982; Wells *et al.*, 1993; Owen, 1996). Los pliegues recumbentes abarcan el espesor total del *set* y están deformados por pliegues menores (*kinks*) o fallas. En el caso en el que la base del sedimento licuefactado permanezca fija, la morfología resultante es más complicada. Como resultado se obtiene un plegamiento más complejo de los *sets*, en los que se observa una alternancia de sinforma-antiforma-sinforma de muro a techo (Fig. II.17B).

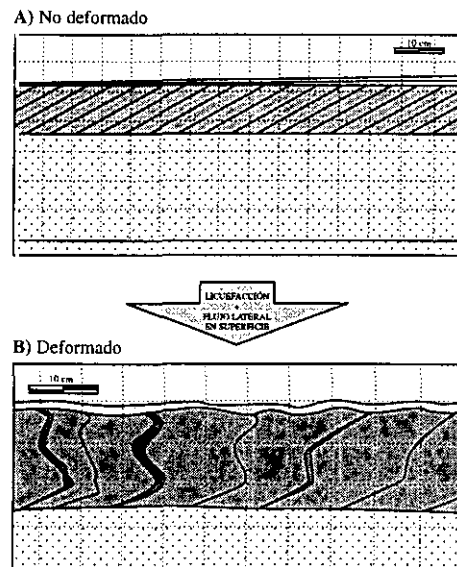


Fig. II.17. Pliegues recumbentes simples generados en un ensayo de simulación sísmica. A) Estratificación cruzada planar con la base fija; y B) resultado de los procesos de licuefacción. Modificada de Owen (1996).



### Deformación condicionada por esfuerzos de cizalla verticales

La deformación condicionada por cizalla vertical está originada por la fluidificación (escape hacia la superficie del agua intersticial). Este escape de agua, y ascenso de la misma hacia la superficie, está generado por una licuefacción previa del sedimento, en el que se reduce la porosidad después de la licuefacción. Este tipo de procesos puede generar una amplia gama de estructuras, conocidas en sentido amplio como estructuras de escape de fluidos. Algunas de las estructuras más conocidas son: platos y pilares (*dish and pillar*), diques y volcanes de arena.

En estudios experimentales (Owen, 1996) se utilizan capas guía de carborundo, intercaladas entre arenas, que actúan como pequeñas discontinuidades confinantes. Después de la licuefacción el agua se acumula bajo estos niveles generando pequeñas antiformas angulares (*cusp*), que pueden llegar a extruir de forma brusca cuando se supera la resistencia de la capa confinante (Fig. II.18A y B). La relación anchura/altura de estas estructuras puede oscilar entre 1 y 50.

Los volcanes de arena se generan en la superficie del estrato y pueden llegar a colapsar dentro del nivel licuefactado. La expansión, debido a la licuefacción, genera un abombamiento en la superficie del sedimento (Fig. II.18C). Cuando termina la licuefacción, este abombamiento favorece la formación del cráter. La nucleación del volcán de arena puede explicar el hundimiento de la laminación adyacente a los diques que alimentan los volcanes. Los volcanes de arena son alimentados por diques clásticos con bordes netos por donde ascienden las arenas fluidificadas, dentro de los cuales la laminación desaparece. Los propios conos de los volcanes de arena

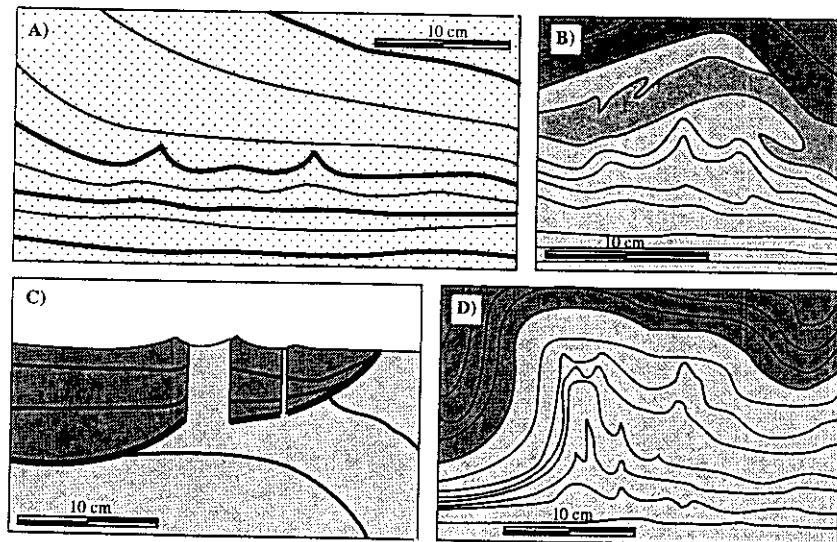


Fig. II.18. Estructuras de escape de fluidos generadas por procesos de licuefacción en ensayos de laboratorio. A) Antiformas angulares por la acumulación de fluidos (*cusa*); B) *idem*; C) abombamiento de las capas infrayacentes por el colapso de un cono de arenas y la génesis de volcanes de arena; y D) zona de escape de fluidos hacia la superficie. Modificada de Owen (1996).



representan cargas desiguales en la superficie del sedimento y, si el sustrato no ha recuperado su resistencia, se pueden hundir y desaparecer dentro de éste (Gill y Kuenen, 1958).

### **Procesos de licuefacción en ausencia de fuerzas dirigidas**

La licuefacción generada en un sistema sin cohesión en ausencia de fuerzas dirigidas no produce prácticamente deformación. La consecuencia principal de esta licuefacción es un aumento en la concentración del empaquetado granular, que puede compactar el sedimento en torno a un 27% (Owen, 1996). Los *foresets* del experimento tienen un buzamiento original de 35° y este ángulo se reduce por licuefacción a 26°. Por tanto, el registro fósil de este tipo de licuefacción no se podrá diferenciar de procesos de compactación naturales. La licuefacción también puede originar la nivelación de pequeñas irregularidades superficiales, junto con variaciones locales del empaquetado que producen pliegues en la estratificación.

### **Génesis por licuefacción de estructuras de escape de fluidos y carga**

Caselles *et al.* (1997) utilizan un simulador de terremotos compuesto por una plataforma vibradora triaxial *Norgren Martonair*, que reproduce de forma digital eventos sísmicos, pudiendo alcanzar frecuencias de hasta 15 Hz y aceleraciones de 2 g. Las dimensiones de la caja de ensayos son de 90 x 40 x 35 cm. Los experimentos se han realizado con una respuesta frecuencial similar a la del terremoto de Loma Prieta (17-10-89), Los Ángeles (California, EE.UU.). Los sedimentos utilizados son arenas con buena granoselección y granulometría de alto potencial a la licuefacción. Las estructuras de deformación obtenidas las dividen en dos grandes grupos: estructuras de escape de fluidos y estructuras de carga (Fig. II.19).

#### ***Estructuras de escape de fluidos***

Son estructuras generadas por un flujo ascendente de agua mezclado con sedimento. Este flujo se origina durante y después del proceso de licuefacción. Caselles *et al.* (1997) simulan tres tipos de estructuras diferentes, que se describen a continuación:

**1. Huecos transitorios de agua (*transient water filled boils*) y platos y pilares.** La columna sedimentaria del ensayo está constituida por una alternancia de sedimentos clásticos de 8 y 10 cm de potencia. Cada uno de estos estratos presenta una gradación normal con un nivel de arcilla de 1 mm a techo. Al producirse la licuefacción del sedimento arenoso el agua migra hacia la superficie, acumulándose en pequeñas antiformalas debajo de los niveles impermeables de arcilla. Son estructuras transicionales que desaparecen cuando el agua rompe el nivel confinante generando estructuras en platos y pilares (Fig. II.19A).

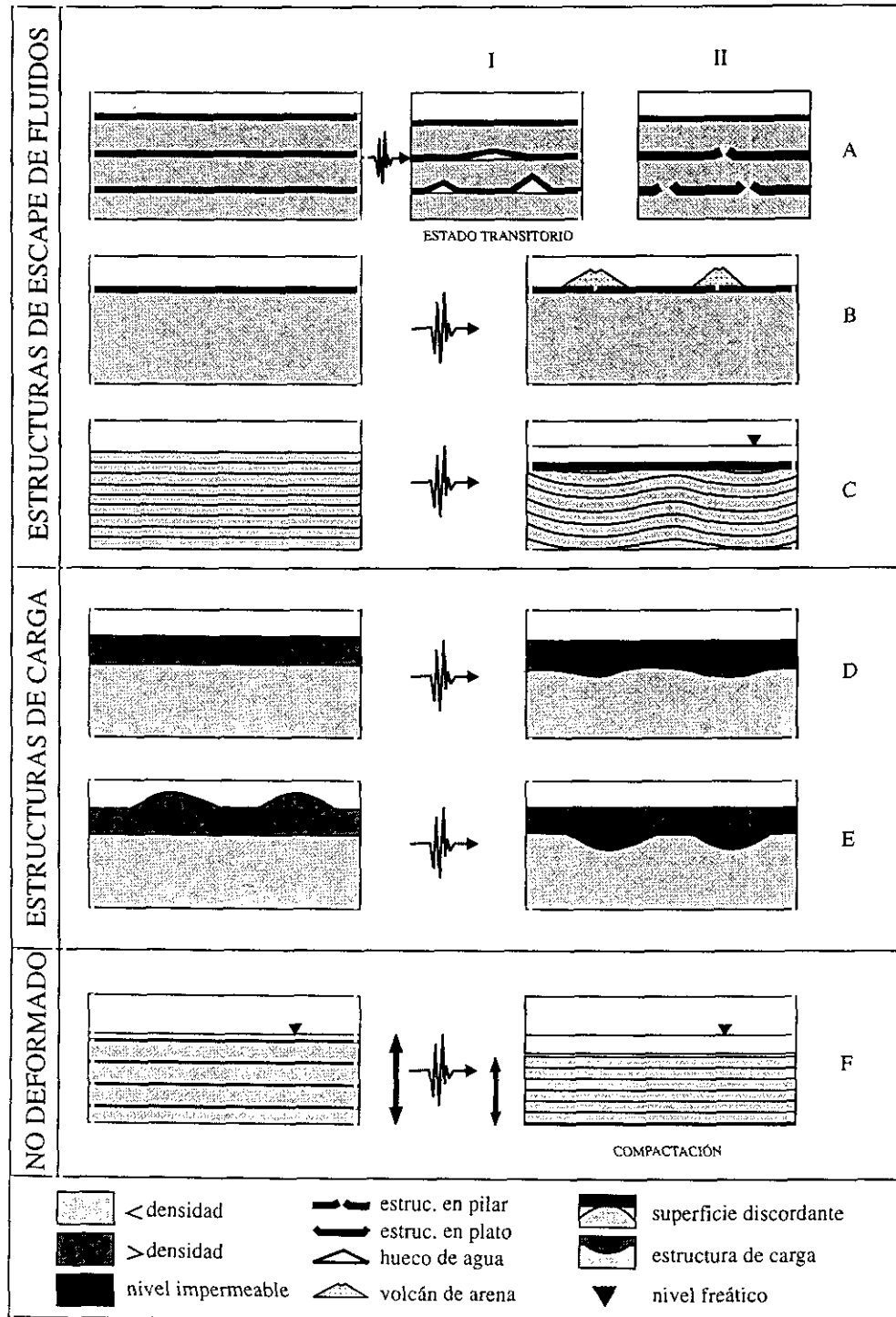


Fig. II.19. Estructuras sedimentarias de deformación generadas por simulación sísmica. Tomada de Caselles et al. (1997).



**2. Volcanes de arena.** En este caso han utilizado un único nivel de arena confinado por otro de arcilla de una potencia máxima de 5 cm. La ruptura de la capa confinante, por el aumento de la presión intersticial durante la licuefacción, produce volcanes de arena de 2 cm de altura y de 2 a 15 cm de diámetro (Fig. II.19B). El proceso de ruptura se produce siempre después de haber cesado la sacudida sísmica. El ascenso del sedimento fluidificado es lento y regular, pudiéndose retrasar más de 30 minutos cuando el sedimento está poco seleccionado.

**3. Superficies discordantes.** La columna estratigráfica en este caso está constituida por arena de grano medio a grueso sobre arenas limosas. El escape de fluidos hacia la superficie después de la licuefacción es mucho más fácil, disipándose la presión intersticial por la infiltración del agua hacia la superficie. Una vez que ha cesado la simulación sísmica aparece un nuevo nivel a techo constituido por las arenas limosas. Es un estrato tabular horizontal, claramente discordante sobre el nivel deformado inferior (Fig. II.19C). En el registro fósil esta superficie discordante se interpreta normalmente como erosiva, pero experimentalmente se ha demostrado que puede tener un origen sísmico.

### **Estructuras de carga**

Son estructuras de deformación generadas por licuefacción en sedimentos en los que existen gradientes de densidad. En los ensayos realizados por Caselles *et al.* (1997), estos autores superponen arenas de mayor granulometría sobre otras de menor tamaño de grano. La pérdida momentánea de la resistencia al corte del nivel inferior por licuefacción es el desencadenante de un reajuste gravitatorio. Esto puede producir ondulaciones en el contacto entre ambos cuerpos, las cuales serán mayores cuanto mayor sea la diferencia de densidades entre ambos cuerpos (Fig. II.19D).

En el caso de existir relieves en la superficie del nivel superior se produce una inversión de éstos tras la licuefacción. Es decir, las irregularidades superficiales se reflejan en el contacto entre ambas capas arenosas, mientras que la superficie del nivel superior queda completamente plana (Fig. II.19E).

Al no tener capas confinantes, la aplicación de esfuerzos de cizalla cíclicos sobre un sedimento con laminación horizontal, causa una disminución del volumen por expulsión del agua sin alterarse la laminación planar (Fig. II.190F). Por tanto muchos procesos de licuefacción pueden pasar inadvertidos en el registro fósil si no existen sistemas de fuerzas dirigidas.

Además, la deformación resultante en un sistema de gradiente de densidad inverso depende del contraste de viscosidad dinámica ( $\mu$ ) entre el estrato de techo ( $\mu_a$ ) y el de la base ( $\mu_b$ ), pudiendo tener las siguientes situaciones (Alfaro *et al.*, 1997) (Fig. II.20):

- $\mu_b > \mu_a$ . En este caso se generan estructuras de carga apuntadas (*Sagging Load Cast*). La viscosidad menor del estrato superior hace que sea más móvil y tienda a hundirse (Fig. II.20A).
- $\mu_b < \mu_a$ . Se generan estructuras de carga dinámicas. Es el caso contrario al anterior, en el





que el estrato de techo más denso y viscoso permanece estático, mientras que el inferior tiende a ascender formando domos. Si el proceso de deformación es más acentuado se producen estructuras en gota, las cuales son en la mayoría de los casos estructuras de hundimiento y no de ascenso (Fig. II.20B).

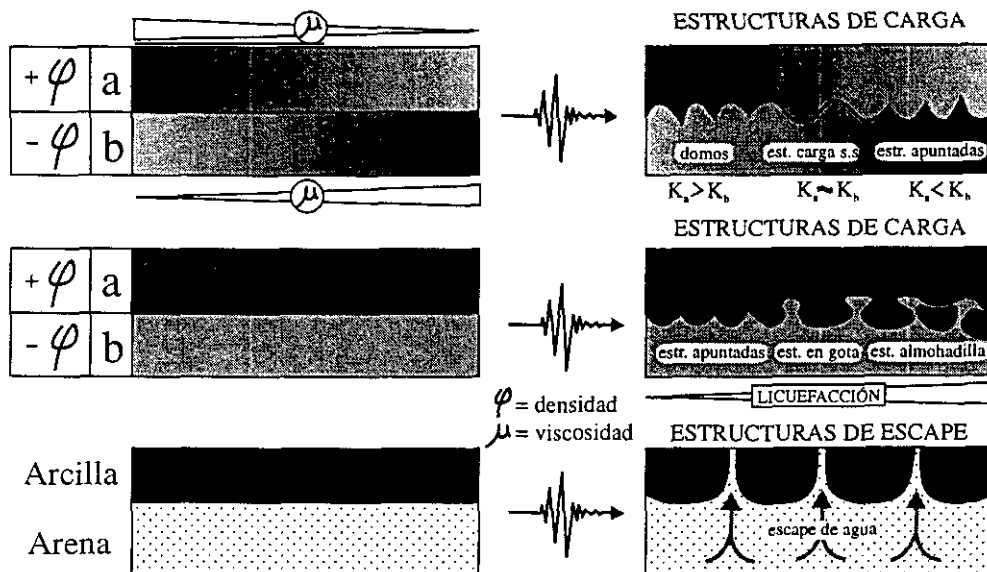


Fig. II.20. Mecanismos de deformación en sedimentos no consolidados como consecuencia de un terremoto. En sedimentos con gradiente de densidades (dos gráficos superiores), las morfologías dependen de la viscosidad relativa entre capas y de la intensidad de la licuefacción. Las estructuras de escape de fluidos se generan cuando existe una capa confinante impermeable (gráfico inferior). Tomada de Alfaro et al. (1996).

Teniendo en cuenta esto Alfaro et al., (1997) establecen una clasificación de estructuras de carga observadas en sedimentos lacustres de la Cuenca de Guadix-Baza (Cordillera Bética), que consta de los siguientes tipos:

- Estructuras de carga apuntadas (*sagging load casts*). En estas estructuras, tanto la laminación como la estratificación son continuas y convexas a muro. Entre cada dos lóbulos convexas la estratificación forma un ángulo agudo hacia la superficie. El tamaño de estas estructuras varía entre 0,5 y 1 m de ancho y 1 a 1,5 m de alto.
- Estructuras de carga cóncavas (*dome-like load casts*). Tienen una morfología invertida con respecto a las estructuras anteriores, es decir, la estratificación es cóncava a techo y sinclinales apuntados.
- Estructuras en gota (*drop structures*). La mayoría son estructuras de hundimiento en forma de gota de lóbulos de arena que colapsan dentro de arenas de grano fino o limos. Estas estructuras no pierden su continuidad con el estrato origen, pudiendo penetrar hasta 30 cm



dentro del estrato inferior.

- Estructuras de carga irregulares (*irregular load casts*).
- Estructuras en almohadilla (*pillow structures*). Estas estructuras corresponden a cuerpos aislados con morfología de almohadilla dentro de un estrato infrayacente. Ocasionalmente, estas morfologías pueden presentar estructuras concéntricas. Sus dimensiones oscilan entre 0,5 y 2 m de ancho y 0,3 y 1 m de alto.

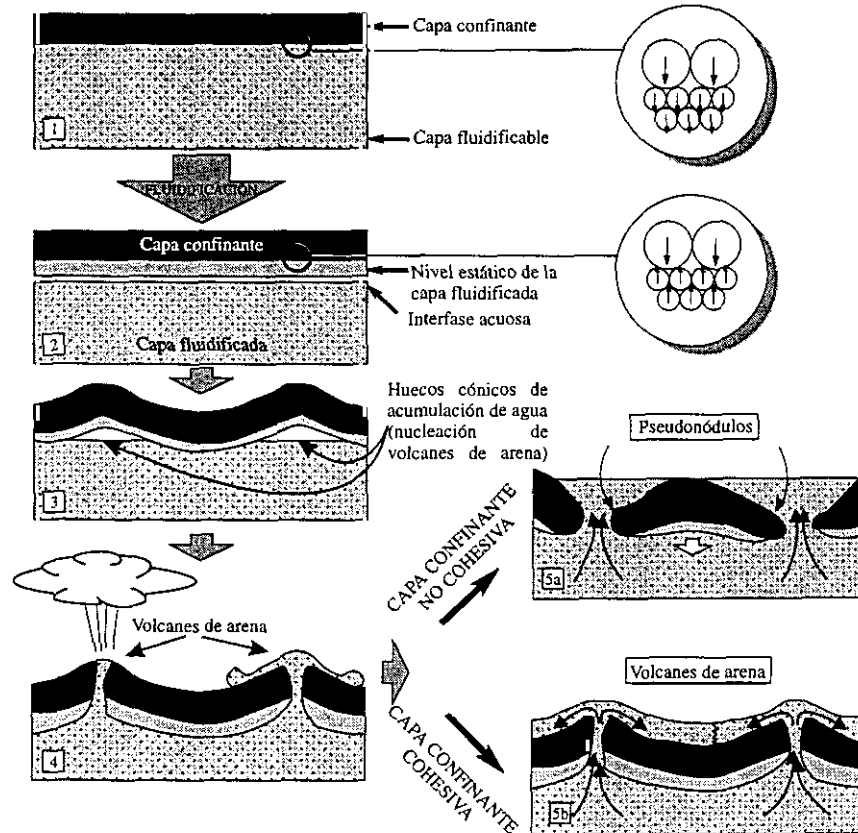
## II. 2. 4. Fluidificación. Fundamentos teóricos

La fluidificación es la transformación de un cuerpo sólido granular a otro de comportamiento fluido por la acción de una fuerza transferida mediante un fluido de flujo vertical. En un sistema simple, en el que se tiene un único estrato con una geometría uniforme y un tamaño de grano constante, para que se produzca fluidificación del sedimento es necesario que se incremente la velocidad del fluido ( $U$ ) hasta que se iguale la fuerza ejercida por el peso de los granos. Esta es la velocidad mínima de fluidificación ( $U_{mf}$ ), donde  $U = U_{mf}$  y las partículas individuales se mueven libremente bajo la aplicación de un esfuerzo mínimo (Kunii y Levenspiel, 1969). Cuando  $U > U_{mf}$ , el comportamiento del sistema depende del contraste de densidades entre las partículas y el medio fluidificado (Zenz, 1971).

Aplicando un flujo de agua ascendente a través de la porosidad de un nivel granular no cohesivo (baja  $U_{mf}$ ), confinado por un nivel no fluidificable (alta  $U_{mf}$ ), se genera una interfase acuosa en la parte superior del sedimento fluidificable. La parte del sedimento bajo la interfase acuosa permanece fluidificada, mientras que la que está por encima es estática y soporta la capa confinante. La nucleación de huecos en la interfase acuosa será la responsable de la génesis de estructuras de escape de fluidos (Fig. II.21). Para que se pueda producir este proceso es necesario que se den las siguientes condiciones (Nichols *et al.*, 1994):

- 1) un estrato de alta  $U_{mf}$  dispuesto sobre otro de baja  $U_{mf}$
- 2) flujo de agua ascendente cuya velocidad superficial  $U$  supere la  $U_{mf}$  del nivel inferior, pero que sea menor que la  $U_{mf}$  del nivel superior ( $(U_{mf})_{TECHO} > U > (U_{mf})_{BASE}$ )
- 3) la presión de caída del estrato inferior es suficientemente importante como para soportar el peso del nivel superior
- y 4) aplicación de un flujo ascendente de agua durante el tiempo suficiente como para que se genere una interfase acuosa, se desarrollen huecos dentro de ésta y se produzca la extrusión de los mismos.

Cuanto mayor sea la diferencia en el tamaño de grano entre la capa confinante y la fluidificable, mayores serán el tamaño de las estructuras y la violencia de la extrusión. Cuando el diámetro de los granos de la capa fluidificable es un 15% menor que el de los de la capa confinante, se produce la infiltración de partículas de la base en la capa confinante, sin que exista fluidificación. Para una reducción del tamaño de grano del estrato base en un 8% se produce una infiltración máxima de partículas en el estrato confinante. En el caso de tener una capa cohesiva sobre una no



**Fig. II.21.** Esquema evolutivo de un sistema inestable de dos capas (1) al que se ha aplicado una corriente de agua ascendente a través del mismo. En el gráfico 2) se representa el momento en el que se supera la velocidad mínima de fluidificación de la capa inferior. 3) Comienza a acumularse agua en la interfase acuosa en antiformas angulares entre la capa estática y la fluidificada. 4) Génesis de volcanes de arena cuando se supera la resistencia del estrato superior y la capa estática. 4a) Génesis de pseudonódulos si la capa confinante no es cohesiva. 4b) Con una capa confinante cohesiva se producen volcanes de arena. Modificada de Nichols et al. (1994).

cohesiva, para tasas de flujo inferiores a la  $U_{mf}$  del nivel de base, se generan pequeños conductos verticales que al perforar la capa superior producen pliegues angulares. El flujo ascendente por dichos conductos genera volcanes de arena. Si la velocidad de flujo  $U$  supera la  $U_{mf}$  del estrato base, el estrato confinante se fragmenta. Estos fragmentos circulan en sentido descendente dentro del nivel fluidificado inferior y se conservan una vez ha cesado el flujo de agua. Los experimentos han demostrado que la fluidificación es el proceso por el cual se generan estructuras en pilar que evolucionan por deformación a estructuras en plato siempre que existan discontinuidades cohesivas intercaladas (Nichols et al., 1994). El comportamiento del sistema ante la fluidificación también va a depender del contraste de densidades entre el sedimento y el fluido que atraviesa:

- **Contraste de densidades alto (sistema fluido-gas):** el exceso de fases fluidas atraviesa el sedimento en forma de burbujas sin variar a grandes rasgos la disposición de huecos, como



ocurriría para la  $U_{mf}$ . Se dice entonces que el sistema presenta una **fluidificación agregativa**.

- **Contraste de densidades bajo (sistema líquido-sólido):** en este caso, la circulación de fluidos a través del sedimento se hace de forma uniforme y no en burbujas como en el caso anterior. Cuando  $U > U_{mf}$ , el sistema sufre una **fluidificación particular**.

Tanto para fluidificaciones agregativas como particulares, las interacciones grano-grano controlan la reología del volumen del material hasta que  $U > U_{mf}$ . La densidad de la masa licuefactada disminuye a la vez que aumenta la velocidad del fluido. En el caso de existir un clasto de tamaño mucho mayor que la media del material fluidificado, éste se hundirá o ascenderá dependiendo de la densidad relativa entre el sistema fluidificado y el clasto en cuestión.

La velocidad mínima de fluidificación ( $U_{mf}$ ), según Richardson (1971), depende de:

- tamaño de grano ( $d$ )
- factor de forma ( $\phi$ ) (según Bear, 1972)
- porosidad intergranular en una fluidificación mínima ( $E_{mf}$ )
- densidad de los granos ( $\rho_s$ )
- densidad del fluido ( $\rho_f$ )
- aceleración de la gravedad ( $g$ )
- viscosidad del fluido ( $\mu$ )

**Para un estrato único** de material granular con números de Reynolds bajos ( $< 20$ ),  $U_{mf}$  viene dada por la siguiente expresión:

$$U_{mf} = \frac{E_{mf}^3 * (\rho_s - \rho_f) * g * (\phi * d)^2}{5 * (1 - E_{mf}) * \mu * 36} \quad [II.7]$$

Para la mayoría de los sistemas fluidificados incrementan su velocidad superficial,  $U$  (definida como la tasa de flujo dividido por el área de una sección del flujo perpendicular a la dirección de este) por encima de  $U_{mf}$ , acomodándose por expansión de la media del espacio intergranular y, por tanto, del volumen del estrato fluidificado. Esta expansión continuará hasta que el sistema esté suficientemente diluido como para que la interacción intergranular sea nula y la velocidad real del fluido intergranular supere la velocidad de caída terminal de las partículas. A partir de este punto las partículas son arrastradas y transportadas a lo largo de la dirección de flujo (hacia la superficie).



Para un sistema de dos estratos sin cohesión, con diferentes valores de  $U_{mf}$ , el comportamiento del sistema depende de si el estrato de baja  $U_{mf}$  está por encima o por debajo del estrato de alta  $U_{mf}$  (Stanley-Wood *et al.*, 1990):

**A - Estrato de baja  $U_{mf}$  (alta susceptibilidad a la fluidificación) sobre uno de alta  $U_{mf}$  (baja susceptibilidad a la fluidificación).** En este caso existen dos regímenes de fluidificación:

A<sub>1</sub>-  $(U_{mf})_{base} > U > (U_{mf})_{techo}$ ; el estrato inferior no se fluidifica y actúa pasivamente en el sistema, sin influir en la fluidificación del nivel superior.

A<sub>2</sub>-  $U > (U_{mf})_{base} > (U_{mf})_{techo}$ ; ambos estratos se fluidifican en una configuración fija.

De este modo, un estrato de alta susceptibilidad a la fluidificación (baja  $U_{mf}$ ) dispuesto sobre uno de baja susceptibilidad (alta  $U_{mf}$ ) se puede definir como un sistema estable.

**B - Estrato de alta  $U_{mf}$  (baja susceptibilidad a la fluidificación) sobre uno de baja  $U_{mf}$  (alta susceptibilidad a la fluidificación).**

En una situación en la que  $(U_{mf})_{techo} > U > (U_{mf})_{base}$  el caso es más complejo. En esta situación es donde se centran los estudios experimentales de Nichols *et al.* (1994). El sistema se puede considerar desde el punto de vista de la actuación de las fuerzas intergranulares dentro de los estratos. Cuando  $U < U_{mf}$  la red de fuerzas ejercida por los granos actúa a favor de la gravedad. En el caso de que  $U > U_{mf}$ , por encima del umbral de fluidificación, una fuerza ascendente causa una expansión del estrato, con un nuevo volumen estable. Los granos del estrato suprayacente (alta  $U_{mf}$ ) mantienen su resistencia estática intergranular mientras la velocidad superficial del fluido sea menor que  $U_{mf}$ . El nivel inferior (baja  $U_{mf}$ ) se fluidificará si  $U$  supera su  $U_{mf}$ ; si no, permanecerá estable. La fluidificación de este nivel inferior también tendrá que superar la carga ejercida por la capa confinante; si no, también permanecerá estable. Por tanto, la susceptibilidad a la fluidificación del nivel de base (capa fluidificable) también depende de la potencia del nivel de techo (capa confinante) (Nichols *et al.*, 1994).

En un sistema fluidificado la cuantía de la fuerza de ascenso comienza a aplicarse una vez que el material granular actúa como una presión de caída vertical a través del estrato ( $\Delta P$ ). Para el momento de la fluidificación, esta presión de caída es igual al peso del sedimento, expresándose como (Richardson, 1971):

$$\Delta P_{mf} = (\rho_s - \rho_f) * g * (1 - E_{mf}) * H_{mf} \quad [II.8]$$

en el que  $H_{mf}$  es la potencia del estrato para una fluidificación mínima.

En un sistema con dos capas, la presión de caída a través de cada una se puede relacionar con la  $U_{mf}$  de cada uno de los estratos y considerar una presión de caída total (para las dos capas) cuando todo el material se encuentra en un estado estático de no fluidificación ( $(U_{mf})_{techo} > U; (U_{mf})_{base} > U$ )



(Nichols *et al.*, 1994):

$$\frac{(\Delta P)_{total}}{U} = \frac{(\Delta P_{mf})_{techo}}{(U_{mf})_{techo}} + \frac{(\Delta P_{mf})_{base}}{(U_{mf})_{base}} \quad [\text{II.9}]$$

Esta expresión se puede simplificar si ambas capas contienen granos de un tamaño y densidad similares y, además,  $(U_{mf})_{base} < U < (U_{mf})_{techo}$ . Sustituyendo los valores de la ecuación [II.8] por los valores de  $\Delta P$  de la ecuación [II.9], tenemos que:

$$H_{techo} * \left[1 - \frac{U}{(U_{mf})_{techo}}\right] - h * \left[\frac{U}{(U_{mf})_{techo}} - 1\right] \quad [\text{II.10}]$$

donde  $H_{techo}$  es la potencia de la capa confinante y  $h$  el espesor de un horizonte de la capa base (fluidificable) necesario para soportar el peso de la capa confinante durante la fluidificación.

El horizonte de soporte inferior (no fluidificado) está formado por parte del material de base (fluidificado) que presiona contra el límite inferior del estrato de techo (capa confinante) (Fig. II.21) y el espesor de dicho horizonte siendo igual a  $h$  (ecuación [II.10]). La fuerza de ascenso se transmite a través de los contactos intergranulares. El material que se mantiene en la base del estrato se fluidificará, la base original del estrato se dividiría en un estrato estático superior y un estrato inferior fluidificado. Este mecanismo de soporte, con la formación de una delgada interfase acuosa en el límite entre el horizonte estático de soporte y el nivel fluidificado inferior, fue observado por Nichols *et al.* (1994) en ensayos de laboratorio. No se da la fluidificación si las condiciones del flujo resultantes en la capa confinante comienzan siendo mayores que las del espesor de la capa base.

## Factores que controlan la fluidificación

### Variaciones de potencia

En líneas generales, cuanto mayor sea la potencia de los niveles estáticos que actúan como capas confinantes, mayor será la resistencia del sistema a fluidificarse. También aumentará la longitud de onda de los pliegues que se generan en los niveles estáticos, como consecuencia del desarrollo de los volcanes de arena. Al aumentar la resistencia de la capa confinante, la violencia de la extrusión es mucho mayor y las dimensiones del volcán de arena también aumentan.

En los ensayos realizados por Nichols *et al.* (1994), con potencias del nivel confinante de 3 mm, el espaciado de estructuras de extrusión es de 50 mm. Aumentando la potencia a 8 mm, el espaciado se alarga entre 100 y 300 mm y con un espesor de 19 mm, el espaciado es de 500 mm. La disposición y espaciado de las estructuras se puede ver alterada por variaciones locales de la potencia del nivel confinante, especialmente donde existen adelgazamientos en dicho nivel.



### Variaciones en el tamaño de grano

Este parámetro influye exclusivamente en la velocidad de flujo mínima necesaria para que se generen estructuras. En la ecuación [II.9] se muestra cómo un incremento relativo entre el tamaño de grano de la capa confinante y la fluidificable que hace que la diferencia entre la  $(U_{mf})_{TECHO}$  y  $(U_{mf})_{BASE}$  sea mayor y una proporción mayor de  $(\Delta P)_{TOTAL}$  esté soportada por las partículas del estrato fluidificable de la base. Una diferencia importante entre el tamaño de grano (mayor) de la capa confinante y el de la capa fluidificable (menor) produce un aumento en las dimensiones de las estructuras de escape de fluidos y en la violencia de las extrusiones (Nichols *et al.*, 1994).

En el caso de que el diámetro de las partículas de la base sea menor del 15% de las de la capa confinante, no se generan estructuras de extrusión sino que las partículas percolan a través del nivel superior, depositándose nuevamente después de haber cesado el flujo. Donsi *et al.* (1990) establecen que el límite mínimo de percolación es del 15,5%. El parámetro  $d_{MAX}$  define el tamaño máximo de una esfera que puede circular entre el hueco dejado por tres esferas mayores de idénticas dimensiones (de diámetro  $d_L$ ) en un plano (Fig. II.22); así tenemos que:

$$\cos 30^\circ = \frac{r_L}{r_L + r_s} \quad [\text{II.11}]$$

$$d_{MAX} = d_L \left( \frac{1}{\cos 30^\circ} - 1 \right) \quad [\text{II.12}]$$

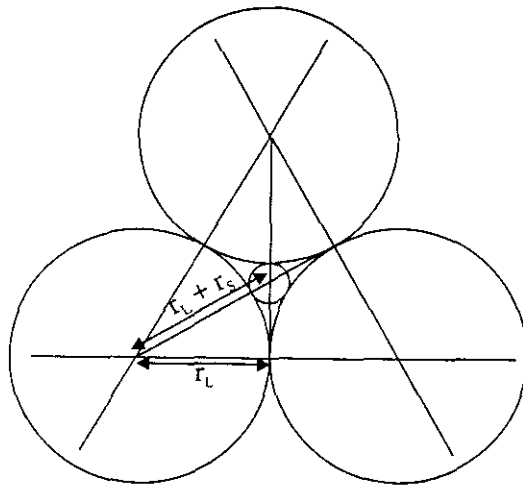


Fig. II.22. Tamaño máximo de una esfera (de diámetro  $r_s$ ) que pueda circular entre el hueco dejado por tres esferas mayores de idénticas dimensiones (de diámetro  $d_L$ ) en un plano. Tomada de Nichols *et al.* (1994).

La infiltración de partículas en el nivel confinante disminuye la porosidad y permeabilidad de éste. Por tanto, la presión ejercida por el flujo ascendente de agua es más eficiente. Al aumentar la infiltración en el nivel confinante, la potencia del nivel estático bajo la capa confinante disminuye. Esta reducción de la capa estática también disminuye el tamaño y violencia de la extrusión del volcán de arena.

### Densidad de las partículas

La densidad de las partículas no influye de manera tan determinante en la fluidificación como puede influir la porosidad o el tamaño de las partículas. Por ejemplo, un sistema gravitacionalmente estable (muro más denso que el techo) se puede fluidificar sin problemas con velocidades de flujo similares a las de sistemas



inestables (Nichols *et al.*, 1994).

### **Forma de las partículas**

Para cantos angulosos es necesaria una velocidad de arrastre inicial mayor, pero la velocidad terminal de caída (velocidad que tiene que superar el flujo para contrarrestar la fuerza de caída de la partícula) es menor que para esferas de un volumen equivalente. El aumento de la porosidad de sedimentos con partículas angulosas produce una disminución de las velocidades reales del flujo entre granos para una velocidad superficial de flujo  $U$ . Por tanto, la velocidad mínima de fluidificación ( $U_{mf}$ ) será mayor para cantos angulosos que para esferas, a pesar de tener una velocidad terminal de caída menor. En los sedimentos realizados por Nichols *et al.* (1994) en materiales con densidades, morfología granular y empaquetados similares, cuando se produce una estructura de extrusión por fluidificación, el flujo extrusivo continúa hasta que cesa el flujo de agua. Una vez que se ha generado la estructura, después de que ha cesado el flujo acuoso, actúa como una zona preferente de flujo si se vuelve a aplicar una corriente acuosa en ascenso. Aun siendo la velocidad  $U < (U_{mf})_{TECHO}$ , se producirá el ascenso del material fluidificado hacia la superficie. En el caso de que se genere una extrusión en un sistema con una capa superior compuesta por partículas angulosas y una inferior con partículas esféricas, el conducto alimentador de la extrusión en la capa confinante será menos permeable cuando cese el flujo. Esto se debe al empaquetado más compacto de las partículas esféricas. En el caso de que se reactive el flujo de agua, los escapes de fluidos van a alejarse de las estructuras previas hacia zonas con mayor permeabilidad.

### **Variaciones de presión**

Las relaciones entre velocidad superficial de flujo y la velocidad de caída o carga de un nivel fluidificado ( $\Delta P$ ) son los dos parámetros que influirán en la cantidad de material que soporta el flujo de agua. Es decir, a mayor velocidad de caída, con respecto a la velocidad de ascenso de flujo ( $U$ ), menor será la potencia del nivel estático soportado por el flujo acuoso.

### **Comportamiento cohesivo**

El 15% de contenido en arcillas es el nivel límite mínimo a partir del cual se impide la disgregación de la capa fluidificable (Nichols *et al.*, 1994). Por debajo de este nivel la disgregación de la capa fluidificable se produce con facilidad. En medios naturales influyen otros parámetros, como el modo de deposición, el tipo de arcilla y el tiempo transcurrido desde la sedimentación. Todos estos parámetros influyen sobre el límite del 15% de arcillas, que se debe utilizar como un valor orientativo.

## **II. 2. 5. Experimentación en laboratorio sobre fluidificación**

Nichols *et al.* (1994) realizan ensayos experimentales de fluidificación en sedimentos, utilizando una base de arenas licuefactables y un estrato suprayacente confinante, también arenoso pero de un tamaño de grano mayor y por tanto menos susceptible a la licuefacción. Los ensayos los realizan con sistemas estratificados, a través de los cuales se hace pasar una corriente de agua con el fin de fluidificar el sistema. Dependiendo de la tasa del flujo que genera la fluidificación:





- **Tasa de flujo baja:** se forman pequeños tubos que pueden extruir en superficie, generando volcanes de arena. Por el contrario, en experimentos realizados en sedimentos sin cohesión, la sobrecarga ejercida por el estrato superior provoca la eyección del material inferior hacia la superficie, produciendo una depresión posterior en esta zona.

- **Tasa de flujo alta:** la fluidificación del estrato inferior hace que se fragmente el superior. Estos fragmentos se hunden en el estrato inferior fluidificado como clastos flotantes y los fragmentos grandes se hunden hasta la base del estrato inferior.

Los experimentos realizados por Nichols *et al.* (1994) demuestran el desarrollo teórico de los procesos de fluidificación. En estos ensayos se constata la existencia real de una interfase acuosa entre la capa licuefactable inferior y un estrato estático superior de este mismo nivel, que soporta al estrato superior confinante. La existencia de este nivel estático se predice mediante la ecuación número [II.10].

En el desarrollo de estos experimentos, concretamente en los que el sistema es inestable (capa no fluidificable sobre una fluidificable), se obtienen estructuras típicas como son volcanes de arena y pseudonódulos. Todas estas estructuras se generan como consecuencia de la aplicación de un flujo ascendente de agua a través del sistema durante un minuto y cuarenta y cinco segundos (Fig. II.23).

Todas las observaciones realizadas por Nichols *et al.* (1994) son coherentes con la teoría. La aparición de la interfase acuosa demuestra que el peso de la porción estática está soportado completamente por el flujo ascendente de agua. La presencia del nivel estático también está definida y predicha teóricamente (ecuación [II.10]).

Tanto el nivel de base fluidificado como la interfase acuosa son gravitacionalmente inestables, ya que sus densidades son inferiores a las del nivel estático y confinante de techo. La extrusión brusca de los huecos creados en la interfase acuosa se genera como consecuencia de las inestabilidades citadas anteriormente y por la erosión de la base del nivel estático como consecuencia de la caída de partículas al nivel fluidificado. A pesar de que los estratos estáticos del nivel superior estén formados por partículas sin cohesión, se pliegan durante su hundimiento en el nivel fluidificado. Esto se debe al bloqueo entre partículas como consecuencia de las fuerzas friccionales entre éstas, lo cual da una cierta resistencia a los niveles estáticos y permite que se comporte como un cuerpo plástico.

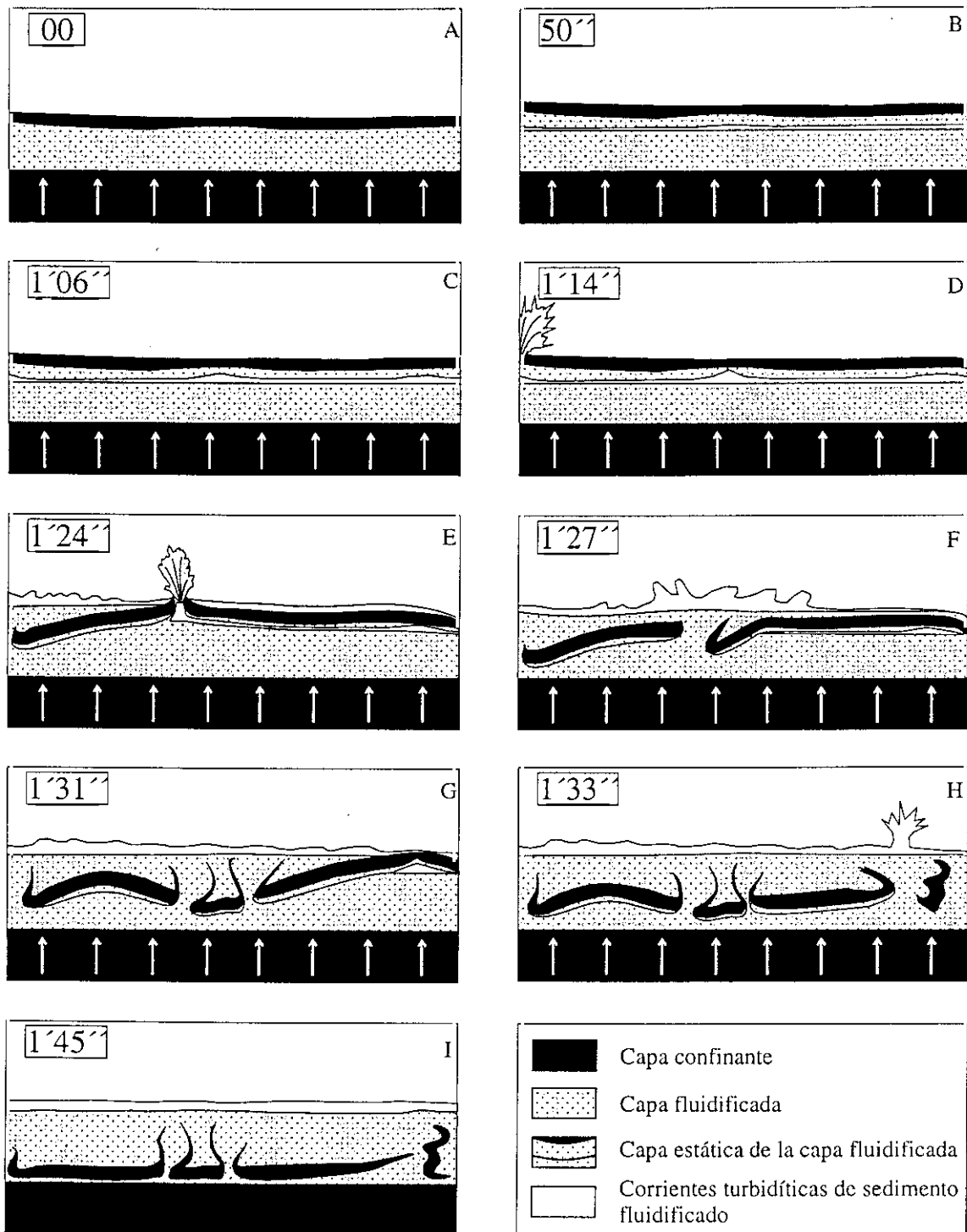


Fig. II.23. Serie evolutiva y temporal de un ensayo de fluidificación en laboratorio para un sistema de dos estratos, superior confinante e inferior fluidificable. Modificada de Nichols et al. (1994).



## II. 3. TIPOS DE ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN DE ORIGEN SÍSMICO

Las estructuras debidas a licuefacción probocadas por un choque sísmico son las estructuras paleosísmicas por excelencia, las más estudiadas y las más utilizadas para la determinación de terremotos en el pasado. Los fenómenos de licuefacción también se pueden generar por procesos asísmicos, pero, son asociados a terremotos cuando se encuentran en zonas de riesgo sísmico y especialmente cuando son correlacionados con terremotos históricos. Por ejemplo, determinadas características topográficas pueden generar elevaciones bruscas del nivel freático, produciendo licuefacciones. Otro origen posible es la compactación de arenas no consolidadas saturadas en agua y selladas por una capa impermeable, esto hace que aumente la presión intersticial hasta producir la licuefacción de la arena y su intrusión en la capa confinante.

El tipo de materiales más susceptibles a la licuefacción son arenas de grano fino a medio, bien seleccionadas. Basándose en las observaciones realizadas en los materiales afectados por el terremoto de Charleston, en 1886, Amick *et al.* (1990) señalan que los sedimentos más favorables para la génesis de estructuras de deformación generadas por licuefacciones son las formadas en ambientes de playa, barreras arenosas y sistemas fluviales. También los ambientes lacustres y fluvio-lacustres tienen sedimentos susceptibles de licuefacción. Así, Sims (1975) define licuefacciones a pequeña escala en sedimentos lacustres y *slumps* asociados a estas licuefacciones.

A continuación se describe y analiza de forma somera el conjunto de estructuras más comúnmente señaladas en la literatura sobre estructuras inducidas por efecto sísmico.

### II. 3. 1. Cráteres de arena por explosión

Estas estructuras se forman como consecuencia del movimiento ascendente, de carácter explosivo, de los fluidos alojados en la porosidad de la capa licuefactable. El escape de agua arrastra en su ascenso materiales sólidos (generalmente arenas), que al ser extruidos violentamente generan un cráter en superficie (Amick *et al.*, 1990).

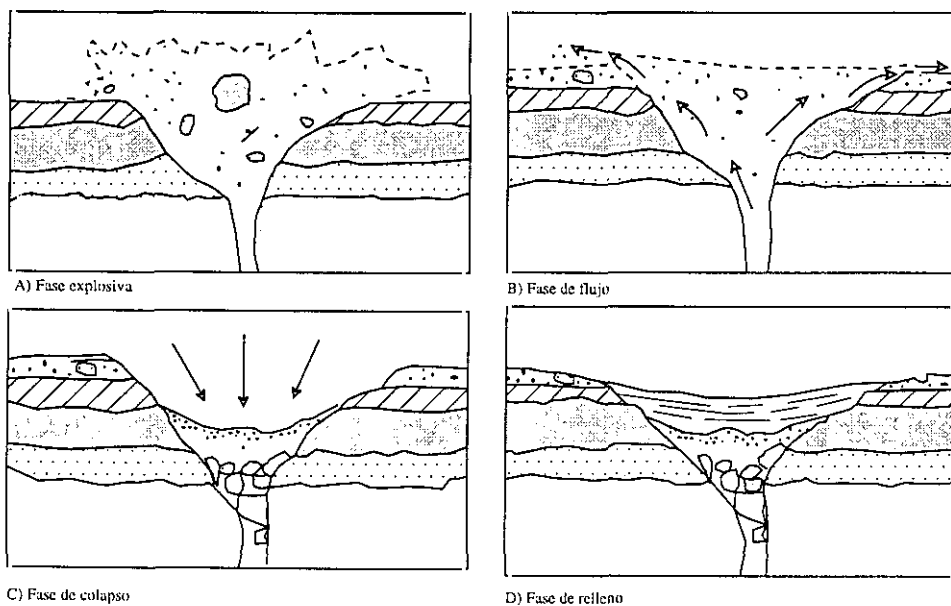
Su morfología en planta varía de circular a elíptica. En sección se puede observar, como rasgos más característicos, un conducto alimentador y dos zonas de acumulación de clastos. La primera acumulación está en el fondo del cráter, donde termina el conducto alimentador, y la segunda en la parte superior del cráter. Esto es el resultado de una selección diferencial de los fragmentos generados en la explosión, momentos después de ésta (Fig. II.24D). Este tipo de licuefacción se genera casi exclusivamente donde no existe una capa totalmente confinante. La capa superior debe ser parcialmente confinante, como es el caso de un suelo, sobre un sustrato que cumpla las condiciones adecuadas para licuefactarse. Amick *et al.* (1990) describen este tipo de estructuras en el área de Charleston (EE.UU). Los materiales donde se localizan son arenas sedimentadas en la plataforma continental somera o paleoplayas. Están ausentes en sedimentos pertenecientes a sistemas fluviales o en los que existen interestratificaciones de arenas, limos y arcillas.

Gohn *et al.* (1984) establecen cuatro fases en el desarrollo de cráteres de arena por explosión (Fig. II.24). Inmediatamente después del movimiento sísmico y de la formación de la interfase



acuosa entre la capa licuefactable y la capa parcialmente permeable, diferencian las siguientes fases en la secuencia de desarrollo de estas estructuras:

- a) fase explosiva. Los esfuerzos de cizalla cíclicos hacen que se reduzca la porosidad de las arenas y por tanto aumente la presión intersticial. Se forma una interfase acuosa entre la capa superior (semiconfinante) y las arenas licuefactables, hasta que el aumento de la presión intersticial es lo suficientemente grande como para producir la rotura de la capa semiconfinante y generar el cráter
- b) fase de flujo. El flujo de arena licuefactada continúa después de la génesis del cráter, hasta cuando la presión intersticial de las arenas se iguala con la confinante
- c) fase de colapso. El colapso de las arenas extruidas y fragmentos de la capa confinante comienza cuando se han equilibrado las presiones. Los clastos se reorganizan por su tamaño y densidad. Los fragmentos de mayor tamaño y densidad se acumulan en la parte inferior del cráter, mientras que los más pequeños y menos densos permanecen en la parte superior
- d) fase de relleno. El relleno se hace a partir de materiales del anillo del cráter, por procesos sedimentarios como, por ejemplo, acumulación eólica. La colmatación del cráter puede tener lugar en cuestión de días, semanas o meses, después de la sacudida sísmica.



**Fig. II.24.** Fases de desarrollo de cráteres de arena por explosión. Modificada de Gelinas (1986).



### II. 3. 2. Inyecciones en filón y volcanes de arena

Son estructuras relativamente comunes, que ya fueron descritas en 1784 por Sarconi, en Italia, como licuefacciones de suelos (Fig. II.25). Montenat (1980) indica que los volcanes de arena son fácilmente identificables y que son buenos indicadores de paleosismicidad, reflejando la actividad tectónica del área donde se hayan generado. Para la génesis de estas estructuras también es necesaria la existencia de una capa confinante, pero totalmente impermeable en este caso, sedimentada sobre un nivel de arenas potencialmente licuefactables. El transporte de arena se produce de la misma manera que en el caso de los cráteres de arena por explosión; dicho movimiento es debido a un

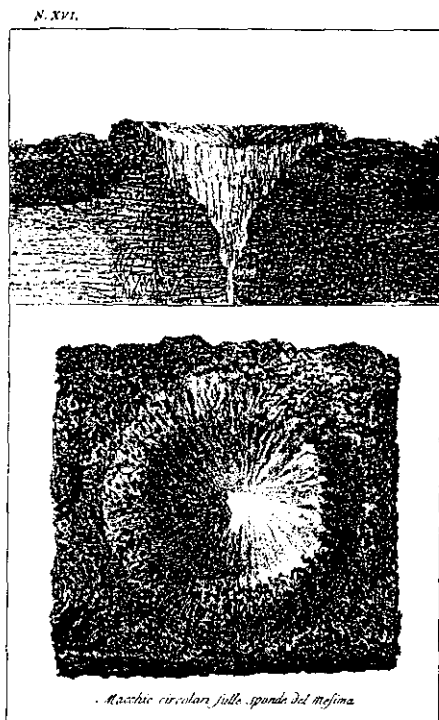


Fig. II. 25. Grabado histórico sobre licuefacción de suelos. Tomada de Sarconi (1784).

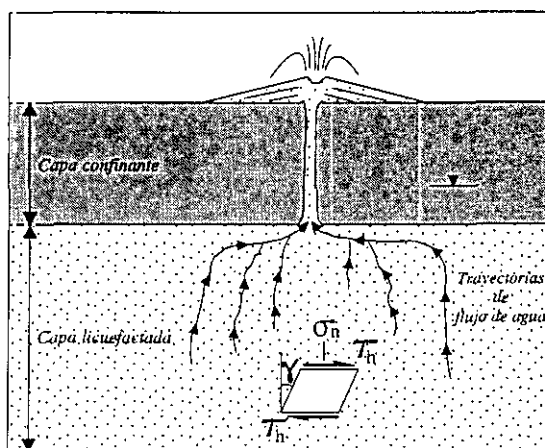
aumento de la presión intersticial, al reducirse la porosidad de las arenas por la reorganización de los granos, con los movimientos de cizalla cíclicos producidos por la sacudida sísmica. Cuando esta presión intersticial supera la presión confinante de la capa impermeable superior, se produce la inyección de las arenas en la capa confinante, por el arrastre del agua en su ascenso a zonas de menor presión (Fig. II.26). En algunos casos, la capa confinante puede sufrir desplazamientos laterales a favor de la pendiente (Amick *et al.*, 1990). El desplazamiento se debe a la pérdida de fricción en la superficie que la separa de la capa de arenas infrayacente, por la acumulación de agua expulsada por las arenas en este límite. El desplazamiento de la capa confinante da lugar a que se fracture lateralmente por la acción de esfuerzos extensivos. A favor de estas fracturas también se producen inyecciones de arena. Estas fracturas se disponen generalmente perpendiculares a la dirección de transporte. Cuando la deformación es extrema, debido a altas presiones de fluidos o movimientos oscilatorios entre capas (confinante y licuefactable), favorecidos por un desarrollo importante de la interfase acuosa, la capa confinante se fractura en polígonos (dos direcciones principales de fracturación).

Al contrario que los cráteres de arena por explosión, las inyecciones de arena en filón no presentan estructuración clara en su interior. Estas estructuras tienen un diámetro muy inferior al de los cráteres y su reflejo en la superficie es escaso, salvo cuando las arenas llegan a la superficie y generan conos de extrusión (Fig. II.26), dando lugar a las estructuras conocidas como “volcanes de arena”. Estos volcanes de arena pueden aprovechar discontinuidades previas como conductos de bioturbación y fallas. En el caso de intruir a favor de fallas pueden aparecer volcanes de arena alineados en superficie, o una única extrusión continua a lo largo de la falla (Audemar y de Santis, 1991). Winslow (1983) define la formación de diques y filones capa (rellenos de arenas licuefactadas) en relación con el emplazamiento de mantos de cabalgamiento a escala regional. Los diques se desarrollan principalmente en la lámina cabalgante,



a favor de una fracturación generada durante el emplazamiento de los cabalgamientos. Estas fracturas extensionales se disponen perpendiculares a los planos de cabalgamiento y cortan a un sistema de diaclasas perpendicular previo. También existen intrusiones arenosas en los planos de estratificación (*sils* o filones capa).

Según Obermeier (1994) las inyecciones de arena suelen aprovechar fracturas preexistentes o discontinuidades previas. También se pueden generar fracturas por la disrupción hidráulica y movimientos superficiales oscilatorios. Este mismo autor afirma que la compactación de sedimentos granulares después de producirse una licuefacción puede generar grietas extensivas que producen depresiones en la superficie. La profundidad de estas depresiones puede oscilar entre 25 y 50 cm en zonas altamente licuefactadas. En pendientes que superen el 5% pueden generar importantes deslizamientos. Obermeier (1994) considera así mismo, que las inyecciones de arena en filón se generan cerca de la superficie y son indicadores muy fiables de paleosismicidad. Los principales factores que controlan el desarrollo y densidad de diques es la potencia y estado de compactación del nivel licuefactado y el espesor de la capa confinante. En la mayor parte de los casos, las inyecciones intruyen a favor de fracturas en la capa confinante, desarrollándose por fracturación hidráulica en condiciones naturales. Pero también se pueden asociar a desplazamientos laterales o fracturación en superficie por el efecto prolongado de un terremoto, sin que influya la sobrepresión de fluidos acumulada en niveles inferiores durante el evento.



**Fig. II.26.** Sección vertical en la que se observan las relaciones estratigráficas, los esfuerzos de cizalla cíclicos inducidos sísmicamente y las trayectorias de las arenas durante la licuefacción.  $\gamma$ : ángulo de cizalla;  $a$ : aceleración horizontal;  $\tau_h$ : esfuerzo de cizalla inducido por la aceleración horizontal. Modificada de Obermeier (1994).

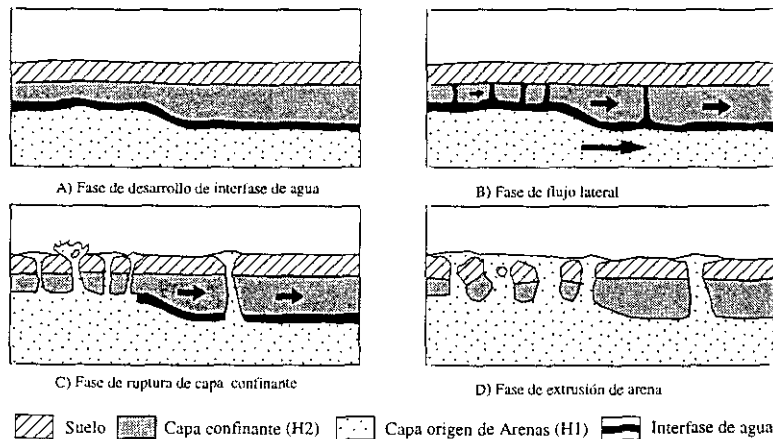
Amick *et al.* (1990), basándose en ensayos de laboratorio y en la estructuración interna de las inyecciones de arenas en fisuras, definen cuatro fases para la génesis de estas estructuras (Fig. II.27):

- a) **Fase de desarrollo de la interfase acuosa.** El agua se acumula a muro de la capa confinante  $H_2$  procedente de la capa inferior permeable  $H_1$ , a causa de la disminución de la porosidad y un aumento de la presión de fluidos, por esfuerzos de cizalla cíclicos de origen sísmico.
- b) **Fase de flujo lateral.** La licuefacción de  $H_1$  y el desarrollo de la interfase acuosa, disminuye la fricción entre  $H_1$  y  $H_2$ , hasta el punto de que se produzca el desplazamiento lateral de  $H_1$  como consecuencia de fuerzas gravitacionales.
- c) **Fase de ruptura de la capa confinante.** El transporte de  $H_2$  por  $H_1$  produce la fracturación del primero. Se generan fracturas tensionales, a favor de las que se inyectan las arenas



licuefactadas de  $H_1$ . Las intrusiones de arena pueden extruir en la superficie. Las fracturas tienen un espaciado lateral mayor cuanto más potente sea  $H_2$ , ya que en las zonas más delgadas la fracturación se produce con mayor facilidad.

- d) **Fase de extrusión de las arenas.** Las arenas extruyen en la superficie en grandes cantidades, reduciendo la presión intersticial hasta que se iguala con la presión confinante. Esto hace aumentar el coeficiente de rozamiento entre  $H_1$  y  $H_2$ , hasta que se detiene el desplazamiento lateral de  $H_2$ .



**Fig. II.27.** Representación esquemática de las fases de desarrollo de inyecciones en filón y volcanes de arena. Modificada de Amick et al. (1990).

Según Amick *et al.* (1990), las inyecciones de arena en venas o fisuras sólo se producen cuando existe una capa totalmente confinante sobre un material potencialmente licuefactable. Los ambientes geológicos, donde la probabilidad de desarrollo es mayor para estas estructuras, son: materiales fluviales (en un 70%), barreras arenosas (en un 20%), playas (en un 8%) y marismas (en un 2%). En materiales arenosos de playa podemos tener un buen desarrollo de estas estructuras si hay un suelo lo suficientemente importante como para actuar como capa confinante.

Mediante ensayos de simulación en laboratorio Obermeier *et al.* (1993) relacionan las inyecciones de arena en filón encontradas en el valle de Wabash con la magnitud de los terremotos que las generaron, mediante ensayos de laboratorio. Los ensayos se realizan para cada tipo de material que presenta licuefacciones, asignando una magnitud relativa a cada estructura. La media obtenida para el momento de magnitud es del orden de 7,5. A diferencia de las estructuras observadas en la costa Sur de Carolina y los sedimentos fluviales de Nuevo Madrid (Obermeier *et al.*, 1990), en las que las estructuras debidas a licuefacciones se dan en arenas de grano medio, en el valle de Wabash también aparecen en arenas con contenidos altos en gravas (hasta el 60% del total del sedimento). El potencial de licuefacción en arenas con gravas es inferior al de arenas de grano medio, por tanto, la magnitud de los terremotos que dieron lugar a la licuefacción de gravas debió de ser mayor. Estos diques se ramifican a medida que ascienden hacia la superficie cortando

la capa confinante. Al llegar a una discontinuidad, como es el contacto entre un paleosuelo y el nivel edáfico actual, se puede producir la inyección forzada lateral del material licuefactado, formando un filón capa. Los límites de los filones capa suelen ser netos y normalmente carecen de estructuras indicativas de pérdida de agua después de su formación.

Landuzzi *et al.* (1995) describen volcanes de arena enraizados en diques (Fig. II.28) en una formación margoso-arenosa de sedimentos marinos turbidíticos del Mioceno superior en los Apeninos (N de Italia). Estos volcanes de arena se desarrollan en una megaturbidita que, según estos autores, es de origen sísmico. La licuefacción se genera de 3 a 4 m por debajo de la superficie del fondo marino. La ausencia del nivel *d* de la secuencia de Bouma de la megaturbidita, indica su total fluidificación y extrusión a la superficie. Parte del intervalo *c* también se licuefacta, lo cual explica las dos granulometrías de los conos de extrusión. El nivel confinante es el *e* de la secuencia de Bouma. En algunos casos se observa la reactivación de los conos de arena por nuevos terremotos, que producen la licuefacción de éstos. La magnitud estimada para la génesis de estos volcanes de arena es de 6,7.

La morfología de estos volcanes es elíptica, con diámetros entre 1 y 6 m y espaciados regulares entre 20 y 40 m. Landuzzi *et al.* (1995) distinguen tres partes principales en estos volcanes de arena (Fig. II.28):

- *Cono apical.* Cuerpo arenoso elíptico desarrollado en la superficie del fondo marino, con una potencia máxima de 30 cm. La relación media entre la potencia y el diámetro es de 1/10. La estratificación del cono es paralela a la base. Se pueden encontrar gradaciones positivas con tamaños de grano de arenas medias a finas.

- *Dique alimentador.* Los diques alimentadores pueden aparecer como estructuras simples o ramificadas con ligeras ondulaciones. Están rellenos de arenas de grano medio a fino. La anchura de estos conductos está en torno a 1 y 7 cm, excepcionalmente hasta los 10 cm, a pesar de que el ancho medio sean unos pocos milímetros. También describen marcas de corriente horizontales y paralelas a la dirección del dique y perpendiculares a estas.

- *Estrato arenoso origen.* Consiste en arenas de grano medio en las cuales se conservan algunos rasgos sedimentarios originales.

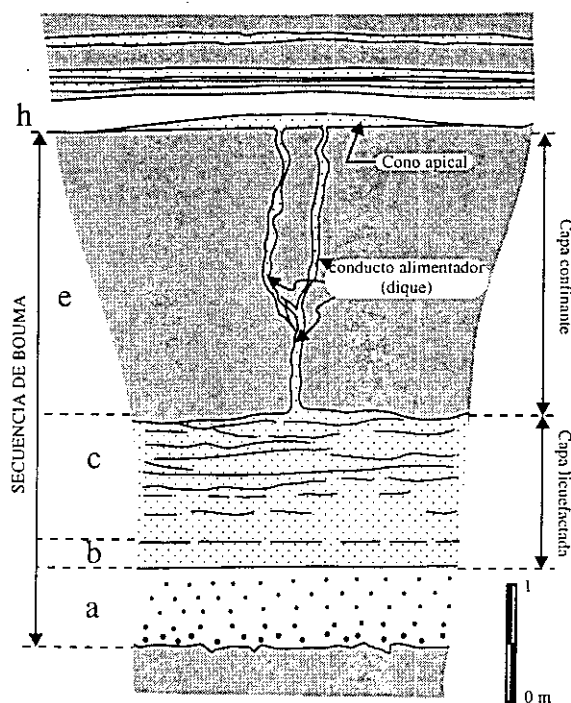


Fig. II.28. Volcán de arena de origen sísmico desarrollado en sistemas turbidíticos de los Apeninos (N de Italia). Tomada de Landuzzi *et al.* (1995).





Li *et al.* (1996) estudian volcanes de arena generados durante la crecida del Mississippi de 1993. El nivel del río se elevó 4 m por encima del cauce normal y en las márgenes donde se habían construido malecones artificiales se generaron volcanes de arena. La elevación del nivel del río produce un aumento en la presión de fluidos en las márgenes del cauce, generándose volcanes de arena hasta 100 m de distancia. El número y tamaño de los volcanes de arena disminuyen a medida que aumenta la distancia al cauce (Fig. II.29).

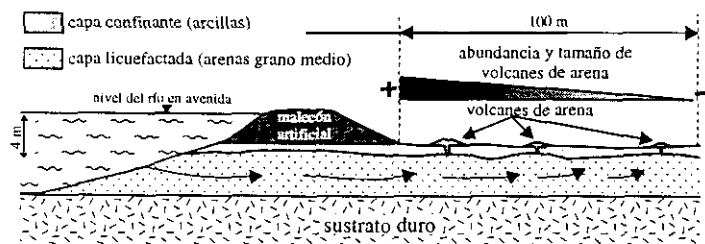


Fig. II.29. Esquema de la formación de volcanes de arena durante la crecida de 1993 del río Mississippi. Tomada de Li *et al.* (1996).

Las características sedimentarias de la llanura de inundación se pueden sintetizar en: una capa arcillosa superior de 2 a 7 m de potencia que actúa como capa confinante y un potente nivel inferior de 3 a 6 m de arenas no consolidadas, que es la capa origen de la licuefacción.

estratificaciones cruzadas (radiales desde el centro del cráter) de 35° a 45° de buzamiento. El conducto alimentador o dique es tubular con irregularidades. La potencia media de la capa confinante en los lugares donde se han desarrollado los volcanes es de 30 cm. No aparecen clastos de la capa confinante en el conducto alimentador.

En el cono de los volcanes aparecen arenas de grano medio (98% del total del sedimento) con

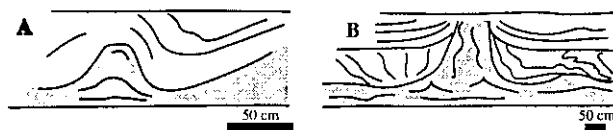
Li *et al.* (1996) comparan estos volcanes con los que se generaron en los terremotos de Nuevo Madrid (EE.UU.) de 1811 y 1812. Establecen cuatro diferencias principales entre volcanes de origen sísmico y los generados por avenidas. Dichas diferencias se enumeran en la siguiente tabla:

	Volcanes de arena sísmicos	Volcanes de arena asísmicos
<b>Distribución</b>	Ampliamente distribuidos. Mayores tanto en tamaño como en abundancia cerca del epicentro.	Limitados a una estrecha banda próxima al cauce, 100 m como máximo.
<b>Morfología del dique o conducto alimentador</b>	Diques planares desarrollados a partir de fracturas en volcanes de tamaño medio; para grandes estructuras la morfología suele ser irregular.	En la mayoría de los casos son estructuras con conductos tubulares.
<b>Tamaño de grano, textura y estratificación</b>	Variación importante del tamaño de grano, desde arenas finas a gravas. Suelen ser estratos masivos. Se pueden observar algunas estructuras de flujo.	Arenas de grano fino y limos bien seleccionados y homogéneamente distribuidos. Comúnmente con estratificación cruzada en el cono.
<b>Material origen de la intrusión</b>	Capa confinante de arcilla y limo. Incluyen clastos del encajante en su ascenso hacia la superficie.	El material fluidificado es muy superficial y son raros los clastos de la capa confinante.



Neumann-Mahlkau (1976) definió volcanes de arena generados en la construcción de un dique de arenas por la compactación de éstas a causa de la carga ejercida por una excavadora. Los volcanes de arena tienen un diámetro de unos 2 m, una altura de 15 cm y el diámetro del conducto de extrusión es de 8 cm. La presión ejercida por la excavadora fue de  $1,5 \text{ Kg/cm}^2$ , lo cual equivaldría a una columna de agua de 15 m (Neumann-Mahlkau, 1976).

Owen (1995) describe diques de arena en el Grupo Torridon del Proterozoico del Noroeste de Escocia. Los depósitos que estudia son arenas de grano grueso con estratificación planar y cruzada. Los diques pueden afectar a un único estrato o a múltiples estratos. Los que afectan a un único estrato se nuclean en antiformas angulares (*cusp*) (Fig. II.30A) y en los que afectan a varios se pueden observar antiformas angulares en el estrato licuefactado (Fig. II.30B). En su ascenso hacia la superficie, los diques que afectan a varias capas las deforman por arrastre plegándolas hacia techo. Owen (1995) realiza también una comparación genética entre estructuras de origen sísmico definidas por diferentes autores y otras de origen asísmico. Según este autor, el origen de los diques del Grupo Torridon es asísmico, puesto que la capa que tenía que actuar como confinante permite la circulación de fluidos a través de ella. Sin embargo, indica que la abundancia de estructuras a lo largo de la columna estratigráfica por el estudiada puede ser consecuencia de la acción combinada de fenómenos de ascenso brusco del nivel freático y efectos sísmicos.



**Fig. II.30.** Diques de arena en el Grupo Torridon del Proterozoico del noroeste de Escocia. A) Antiformas angulares (*cusps*) que nuclean en un único estrato; B) antiformas angulares desarrolladas en varios estratos. Modificada de Owen (1995).

### II. 3. 3. Estratificación y laminación en convoluta (*convolute stratification-lamination*)

Las morfologías convolutas, o convolucionadas, se presentan como plegamientos de la estratificación o laminación original, con sinclinales redondeados y anticlinales agudos (Allen, 1982). Cuando los anticlinales son extremadamente agudos indican el escape de fluidos a favor de estos. Los escapes de fluidos también pueden crear estructuras en “flamas”. Cuando la escala de la estructura es decimétrica o mayor se adopta el término de estratificación convoluta y cuando es milimétrica el de laminación. Suelen afectar a un único estrato, generalmente formado por limos o arenas, aunque puede en ocasiones afectar a conjuntos de estratos de diferentes litologías (carbonatos, margas, etc.).

En algunos estratos que presentan estratificación o laminación en convoluta la intensidad de la deformación aumenta hacia techo, sin que exista deformación a muro. Aunque normalmente los flancos de los pliegues son verticales, puede ocurrir que éstos aparezcan volcados en una dirección preferente. Esto suele deberse al deslizamiento del estrato a favor de la pendiente, potenciado por la licuefacción del sedimento que, en definitiva es el responsable de la génesis de la estructura (Collinson, 1994).



### II. 3. 3. 1. Laminación en convoluta (*convolute lamination*)

Estas estructuras consisten en series de pliegues más o menos regulares que se extienden lateralmente. Se generan en una única unidad sedimentaria, repartido por todo el estrato o restringido a la parte superior de éste (Allen, 1982). Los pliegues aumentan su longitud de onda al aumentar el espesor del sedimento o zona deformada. El origen de estas estructuras no está claro y es posible que se puedan generar por varias causas (Lowe, 1975). La más aceptada es la fluidificación de los sedimentos y su escape hacia la superficie. Los mecanismos que hacen que se disparen estos procesos pueden ser de origen sedimentario (carga) o de origen sísmico (licuefacción).

Es una estructura típica de arenas muy finas y limos groseros con estratificación cruzada. Estos sedimentos suelen tener una buena granoselección, correspondiendo a turbiditas o sus análogos en ambientes fluviales y deltaicos. También suelen afectar a intercalaciones de arenas de grano fino a muy fino con limos y lodos (Allen, 1982). Esta estructura no se ha descrito en sedimentos con granoselección positiva.

Trabajos de Kuenen (1953), Ten Haaf (1956) y Nagtegaal (1963), recogidos en la síntesis de Allen (1982), coinciden en diferenciar tres tipos de laminación en convoluta (Fig. II.31):

- a) **Laminación convoluta postdeposicional.** Se produce después de haber empezado el enterramiento. Los sinclinales son de longitud de onda mayor que los anticlinales, y la deformación va desapareciendo paulatinamente tanto a muro como a techo (Fig. II.31A).
- b) **Laminación convoluta metadeposicional.** Se desarrolla justo antes o inmediatamente después de que termine la sedimentación. Los pliegues se truncan a techo, donde pueden aparecer volcanes de arena en la terminación de los anticlinales (Fig. II.31B).
- c) **Sedimentación convoluta sindeposicional.** Se produce de manera constante durante la sedimentación del estrato. La característica principal de este tipo de deformación es el adelgazamiento erosional de grupos de láminas de sinclinales hacia anticlinales, truncando en muchos casos las crestas de los anticlinales (Fig. II.31C).

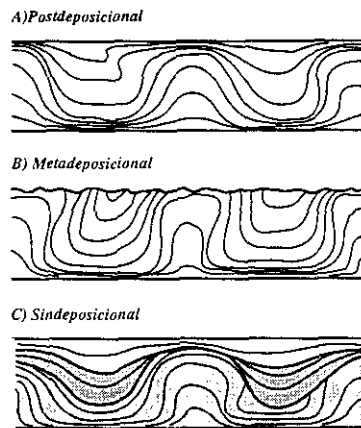


Fig. II.31. Diferentes tipos de laminación convoluta. Modificada de Allen (1982).

El genético de estas estructuras se puede deber a deformación hidroplástica o a la licuación del sedimento. Pero, el mecanismo más probable para su génesis es la licuación, tal como sugiere la propia morfología de los pliegues, la ausencia prácticamente absoluta de microfallas y la carencia de variaciones en el espesor de la lámina deformada. La disposición generalizada en domos y cubetas de los pliegues (con flancos verticalizados) indica que los esfuerzos predominantes se orientan en la vertical. Esto crea en la horizontal un patrón isótropo de esfuerzos de cizalla repartido en centros



dispersos. En los casos en los que los pliegues aparecen volcados, han de existir esfuerzos de cizalla orientados en la horizontal. Esta orientación puede estar inducida por la circulación de fluidos en la horizontal o por esfuerzos gravitacionales si el sedimento se encuentra en una pendiente (Allen, 1982).

### II. 3. 3. 2. Estratificación en convoluta (*convolute stratification*)

Se puede dar tanto en sedimentos acumulados en condiciones subaéreas como subacuáticas. En el primero de los casos, los sedimentos eólicos suelen ser arenas bien seleccionadas con alta porosidad, propiedades que las hacen muy susceptibles a la licuefacción. Los mecanismos que pueden desencadenar una licuefacción en sedimentos eólicos son varios: cambios en el nivel freático, sobrecarga sedimentaria, sacudida sísmica y, excepcionalmente, elevaciones del nivel freático en áreas costeras por un ascenso brusco del nivel del mar (Collinson, 1994).

En ambiente subacuático los mecanismos desencadenantes más comunes en la génesis de estas estructuras son los siguientes: aplicación de sobrecargas cíclicas (por oleaje o terremoto) y sobrecarga sedimentaria. Si la deformación afecta solo a un estrato de la misma serie, se suele atribuir a sobrecarga sedimentaria, pero si disturba varios se le da un origen sísmico. Otro criterio que se utiliza para apoyar el origen sísmico de la estratificación en convoluta es su distribución en amplias zonas (Allen, 1986b; Leeder, 1987).

Cojan y Thiry (1992) asocian la estratificación en convoluta que aparece en dunas eólicas del Oigoceno de la Cuenca de París, con eventos sísmicos. Correlacionan este tipo de deformación en dos ambientes diferentes, sedimentos marinos de plataforma continental con las dunas eólicas. Estas estructuras se generan por mecanismos de deformación diferentes, pero desencadenados por un mismo agente, un evento sísmico. Utilizan los criterios de Sims (1975) (ver apartado II.4) para identificar estructuras de deformación de origen sísmico en sedimentos lacustres. Aplicando estos criterios a los sedimentos de la plataforma continental, observan estructuras de licuefacción subacuáticas que se extienden en grandes áreas, afectan a un único horizonte (al contrario que en sedimentación eólica) y descartan la posibilidad del deslizamiento. Un criterio fundamental para discriminar el origen sísmico o asísmico de estratificación en convoluta es el volumen de sedimentos afectados. Grandes volúmenes que afecten a varios estratos se asocian a un origen sísmico.

### II. 3. 4. Estructuras en platos y pilares (*dish and pilar structures*)

Son estructuras de deformación ligadas genéticamente, que reflejan una concentración diferencial de arcillas, o materia orgánica, en sedimentos arenosos (Lowe y LoPiccolo, 1974; Lowe, 1975). Las estructuras en plato son superficies subhorizontales con laminaciones cóncavas hacia arriba. Tienen como máximo 50 cm de ancho y 2 cm de alto. Se producen como consecuencia de escapes de agua hacia niveles superiores y por flujos horizontales (Lowe y LoPiccolo, 1974) (Fig. II.32). Las laminaciones pueden ser de arcilla (impermeables) o de limos y materia orgánica (semipermeables). A techo de los estratos a los que afecta pueden observarse dos tipos de estructuras: laminación en convoluta metadeposicional y laminación paralela cortada por filones y



sils de arena licuefactada (Fig. II.32) (Allen, 1982). Los pilares son zonas más o menos elongadas en la vertical, que cortan a las estructuras en plato o que están formadas por los bordes de éstos (Collinson, 1994).

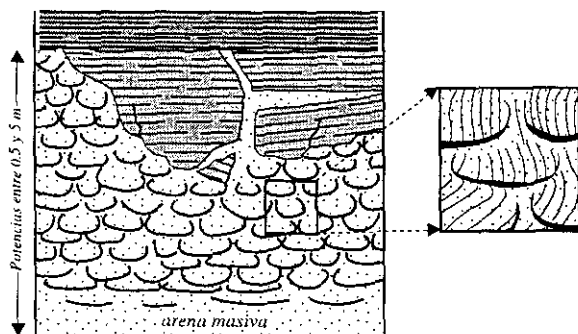


Fig. II.32. Estructuras en plato y pilares asociadas a laminación en convoluta y a inyecciones de arena en filón. Modificada de Allen (1982).

Las partículas de arcilla, cuyas acumulaciones definen las estructuras en plato, son arrastradas hacia la superficie por el ascenso del agua intergranular. Las arcillas se van filtrando por pequeñas heterogeneidades del sedimento arenoso, creándose zonas preferenciales de escape de fluidos en la vertical. En estas zonas se van acumulando los minerales de arcilla para crear zonas tubulares, es decir los pilares (Collison, 1994).

Cheel y Rust (1986) describen estructuras en platos y pilares en sedimentos glaciares del Cuaternario superior, como producto de licuefacciones. El proceso se

inicia con una fluidificación a muro del estrato (poco permeable), que produce laminación en convoluta en esta zona. Los anticlinales de la laminación en convoluta aparecen rotos por el escape de fluidos hacia la superficie, en forma de diapiros o "flamas". En el sedimento inmediatamente superior, algo menos denso y poco afectado por la licuefacción, el escape de la masa fluidificada genera estructuras almohadilladas y bolas (*ball and pillow*). A techo, la presión confinante se ha reducido lo suficiente como para que el sedimento fluidificado pase a tener un comportamiento completamente líquido. En estos últimos estadios del escape del fluido en el sedimento licuefactado, se producen estructuras en platos y pilares a techo del estrato (Fig. II.33).

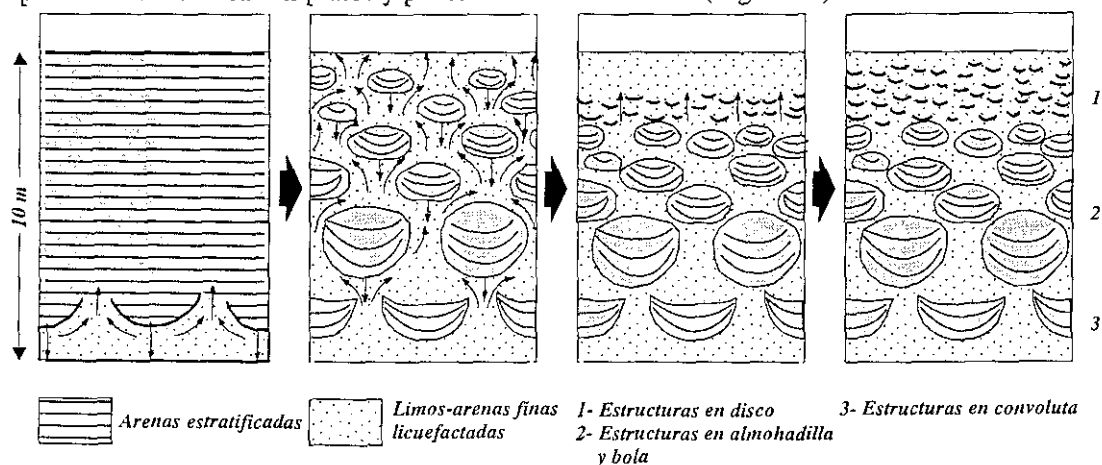


Fig. II.33. Modelo evolutivo de desarrollo de estratificación en convoluta, estructuras almohadilladas y estructuras en plato, en sedimentos de desagié glacial a causa de un movimiento sísmico. Modificada de Cheel y Rust (1986).



Lowe (1975) considera que las estructuras en platos y pilares se desarrollan de forma óptima bajo condiciones de escape de fluidos moderadas. En condiciones normales de elevación del nivel freático también se pueden generar estas estructuras, si consideramos que las tasas de escape de fluidos superan la resistencia del armazón sedimentario. Las estructuras en plato también se pueden formar en las zonas medias de un estrato, siempre y cuando la rapidez del escape de fluidos prevalezca sobre la licuefacción y el desarrollo de laminación en convoluta.

Lowe (1975) menciona brevemente la formación de huecos en la interfase acuosa durante procesos de licuefacción experimentales, pero no los asocia con el desarrollo de estructuras en platos y pilares. Tsuji y Miyata (1987) demuestran que las estructuras en platos y pilares se nuclean en huecos de la interfase acuosa generada entre un estrato fluidificado y uno confinante. Allen (1982) explica estas estructuras con un modelo estático de acumulación de fluidos en las discontinuidades que representan los planos de estratificación para producirse posteriormente el escape de fluidos por diferencias gravitacionales.

En el caso de un sedimento arenoso de 1 m de potencia, la reducción en un 5% de la porosidad por consolidación puede ser suficiente para generar estructuras de escape de fluidos. Sin embargo, en los ensayos de laboratorio realizados por Nichols *et al.* (1994) se observa que son consecuencia del ascenso de un flujo acuoso a través de un sedimento arenoso. La geometría y tamaño de estas estructuras dependen de la potencia, resistencia, tamaño de grano y contenido en arcillas de la capa confinante y de la velocidad del flujo acuoso. El desarrollo y crecimiento de huecos en la interfase acuosa juega un papel esencial en la formación de estructuras de escape de fluidos. La formación de estas acumulaciones de fluidos en la interfase acuosa produce un aumento de la energía potencial en el estrato confinante, al generarse antifomas sobre estos huecos. Durante la fase de extrusión, el movimiento descendente de los limbos de los pliegues de la antiforma se transforma en energía cinética del material fluidificado que le rodea, aumentando la velocidad de la extrusión.

### II. 3. 5. Pseudonódulos, estructuras almohadilladas y bolas (*ball and pillow*)

La deformación se produce en estratos arenosos que descansan sobre lodos no consolidados. Se produce una disgregación total del estrato arenoso, reduciéndose a series de masas aisladas, incluidas, de manera más o menos continua, en el lodo infrayacente de menor densidad. Puede afectar a un único estrato de arenas o a varios. La diferenciación y clasificación de este tipo de estructuras no está muy clara y se realiza en función de: 1) tamaño de las estructuras y 2) modo de agregación (Allen, 1982).

De este modo, los **pseudonódulos** son estructuras constituidas por una alineaciones dispuestas en la horizontal, de masas arenosas de tamaño uniforme en el interior de un lodo. Las **estructuras almohadilladas y en bola** (*ball and pillow*) se pueden describir como un horizonte de masas de arena de diferentes tamaños, empastadas horizontal y verticalmente por la intrusión de un lodo infrayacente (Allen, 1982).



La génesis de estas estructuras se puede deber a varias causas:

- **Deslizamiento progresivo de la lámina arenosa pendiente abajo sobre un lodo.** La anchura de los pseudonódulos puede oscilar entre dos y cuatro veces el espesor del sedimento arenoso original. El valor más común para la anchura es de 50 cm, pero puede oscilar entre 10 cm y varios metros. La dirección de los ejes de los sinclinales, contenidos en los pseudonódulos, suele ser subparalela a la dirección de la pendiente (Weaver, 1976).
- **Origen sísmico.** La interpretación del origen sísmico de estas estructuras se basa en los ensayos experimentales realizados por Kuenen en 1958. En el experimento situó una capa de arenas sobre una de arcillas menos densas. El proceso se puede simular bajo una lámina de agua o subaéreamente, sin que varíen los resultados finales, en los que se pueden observar formas arriñonadas de arenas aisladas dentro de los limos.

La teoría de la translación a favor de una pendiente del sedimento arenoso para la génesis de pseudonódulos no parece del todo verosímil, puesto que esta deformación se puede explicar experimentalmente sin translación en la horizontal (Allen, 1982). Por tanto, la teoría del origen sísmico de estas estructuras parece tener mayor peso. Sims (1975) relaciona terremotos históricos con niveles lacustres datados y afectados por deformaciones similares a las experimentales obtenidas por Kuenen (1958). Davenport y Ringrose (1987) describen estructuras almohadilladas y bolas (*ball and pillow*) como formas arriñonadas de arena, parcialmente limosas, incluidas dentro de arcillas en sedimentos fluvio-glaciares. Se generan inmediatamente después de su sedimentación e interpretan su origen posible como una sacudida sísmica.

Hempton y Dewey (1983) estudian sismitas en el lago Hazar, emplazado en una cuenca *pull-apart* del E de la Falla de Anatolia. Definen pseudonódulos cuando estas estructuras aparecen independizadas. El tamaño medio de los pseudonódulos es de 50 cm de ancho y 45 de alto, compuestos por limos que “flotan” en el interior de arenas de grano fino. También observan intrusiones de limos con forma de champiñón (*mushroom*). El origen que otorgan a todas estas estructuras es el mismo, puesto que las estructuras cumplen todas las premisas propuestas por Sims (1975). El mecanismo principal de deformación es la licuefacción y el escape posterior de fluidos hacia la superficie. Algunas estructuras presentan una deformación más hidroplástica como respuesta a la licuefacción de limos arcillosos por tixotropía. Señalan que a mayor potencia del nivel deformado mayor ha sido la magnitud del sismo que lo ha generado. La disposición irregular de los niveles deformados en la columna estratigráfica la interpretan como consecuencia de la actividad esporádica de la Falla de Anatolia.

Scott y Price (1988) estudian la cuenca lacustre pliocuaternaria de Burdun en el SO de Turquía. Entre las estructuras de deformación que aparecen destacan las almohadillas, estructuras en gota e intrusiones de limos con morfologías diapíricas o en champiñón. Relacionan la génesis de estas estructuras con magnitudes sísmicas de 5 a 6, ya que son las magnitudes máximas registradas históricamente en la zona. Piensan que este límite no es superior, puesto que muchas de las estructuras estudiadas aparecen aisladas en zonas preferentes de licuefacción y su génesis fue muy superficial. Para magnitudes superiores, como es el caso del terremoto de Niigata (Japón), de junio de 1969 y de magnitud 7,3, las licuefacciones se extendieron a grandes áreas y profundidades entre



5 y 15 m. El epicentro se encontraba a 56 km de la ciudad y los daños fueron muy importantes. En el terremoto de Anchorage (Alaska) de marzo de 1964, la magnitud fue muy similar y los daños cuantiosos. Se produjeron licuefacciones en grandes áreas a 25 m de profundidad que generaron deslizamientos con más de 2500 m de frente y desplazamientos en la horizontal que superaron los 150 m. Por tanto, Scott y Price (1988) consideran que si la extensión de las estructuras de licuefacción no es muy importante y su génesis ha sido superficial, las magnitudes sísmicas que las han generado estarían en torno al límite por licuefacción 5 a 5,5.

Cojan y Thiry (1992) estudian deformaciones con estructuras en almohadilla en sedimentos costeros de plataforma y en dunas eólicas costeras (Oligoceno), al sur de la Cuenca de París. Las estructuras en almohadilla de los sedimentos marinos de plataforma tienen una continuidad lateral de decenas de metros y están asociadas a microfallas de desplazamientos centimétricos. La morfología es almohadillada y presentan sinclinales laxos y anticlinales apuntados, de los cuales pueden partir estructuras en "flama". Las longitudes de onda de los pliegues de estas estructuras oscilan entre los 30 cm y los 1,3 m. Los niveles deformados están limitados a muro y a techo por estratos no deformados. En los sistemas de dunas eólicas las deformaciones, cuya potencia puede oscilar entre varios decímetros a varios metros, afectan a estratificaciones cruzadas de alto ángulo. La morfología del nivel deformado es lenticular y también está limitada a muro y techo por estratos no deformados. Observan dos tipos de deformación: una muy similar a las deformaciones desarrolladas en sedimentos costeros, con pliegues bien desarrollados y otra en la que los pliegues de las convolutas aparecen afectados a su vez por pliegues secundarios. La longitud de onda de los pliegues es irregular y están asociados a fallas normales que no superan el metro de longitud. Algunas de estas fallas las asocian a cicatrices de deslizamiento (*scars*). También definen estructuras compresivas dependiendo del lugar de la duna donde nos encontremos, pero no dan ningún origen genético al respecto.

Guiraud y Plaziat (1993) definen formas almohadilladas en arenas cretácicas del delta de Nigeria. Les atribuyen un origen sísmico relacionado con la actividad sinsedimentaria de una zona de desgarre. Establecen una relación entre las características de la deformación y la distancia al epicentro o zona de fractura. Las deformaciones más importantes se localizan cerca de la zona de desgarre y la intensidad de la deformación va disminuyendo a medida que nos alejamos de ésta. Las estructuras son convolutas (almohadillas) de pliegues disarmónicos bien desarrollados, con anticlinales agudos y sinclinales laxos afectados por estiramiento y fracturas. Las amplitudes de estos pliegues oscilan entre los 30 cm y los 2 m, con una extensión lateral que puede superar los 100 m. Cuando la desorganización es alta aparecen brechas, caracterizadas por contener fragmentos rotados y estirados (en algunos casos aparecen fenómenos de *boudinage*) de la matriz arenosa. El transporte de estos fragmentos es de centimétrico a decimétrico. Las características de la deformación de estas estructuras indica que el comportamiento del sedimento ha sido hidroplástico o licuefactado. Los niveles con convolutas indican generalmente una expulsión masiva de fluidos hacia la superficie, a través de varios metros de sucesión estratigráfica. La formación de estas estructuras indica que se han generado a corta distancia por debajo de la interfase agua-sedimento, sin que haya existido una carga litostática importante. Debido a todas estas características y a que las estructuras cumplen las premisas propuestas por Sims (1975), otorgan un carácter sísmico a estas.

Dugué (1995) estudia estructuras de deformación en sedimentos del Oxfordiense superior en





la Cuenca Angloparisiense (Francia). Las estructuras son: *boudinage*, estructuras con “forma de bañera”, con “forma de petaca de tabaco” y almohadillas y bolas (*ball and pillow*); y aparecen en sedimentos detríticos finos (limos) compuestos por espículas de esponjas clastosoportadas. Estos sedimentos se depositan en una depresión por debajo del nivel de marea, pero por encima del límite de longitud de onda de olas de tormenta. El nivel deformado tiene 1,5 m de potencia y se extiende lateralmente más de 4 km. Interpreta que el origen de estas estructuras es sísmico, consecuencia de la actividad de una falla de desgarre que se encuentra en las proximidades y la magnitud sísmica aproximada que considera para su génesis es de 5.

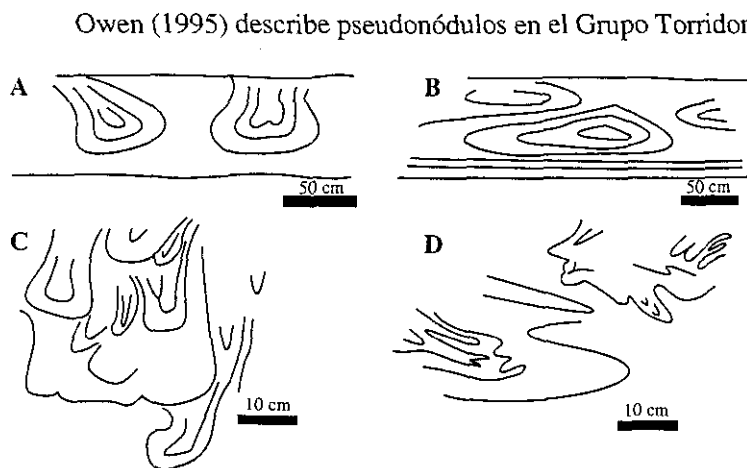


Fig. II.34. Estructuras de escape de fluidos en arenas del Grupo Torridon del Proterozoico del noroeste de Escocia. A) Estructuras en gota; B) pseudonódulos; C) agrupación de estructuras en gota; y D) plegamiento de la estratificación. Modificada de Davenport y Ringrose (1987).

Owen (1995) describe pseudonódulos en el Grupo Torridon del Proterozoico del Noroeste de Escocia. Los depósitos que estudia son arenas de grano grueso con estratificación planar y cruzada. Los pseudonódulos también aparecen asociados a estructuras en gota y champiñón (Fig. II.34). La formación de las estructuras es consecuencia del ascenso de fluidos a la superficie, que generan la fluidificación de las arenas (estructuras de escape de fluidos). El origen de estas estructuras lo interpreta como un ascenso brusco del nivel freático, sin que exista origen sísmico.

Mohindra y Bagati (1996) describen estructuras en almohadilla en sedimentos fluvio-lacustres (Pleistoceno superior-Holoceno) en el valle de Stipi (Himalaya indú). Las estructuras de deformación aparecen en un estrato de 3,1 m de potencia de arenas de grano medio y se encuentran deformadas en un tramo de 2,2 m en la base del estrato. Las arenas se superponen a un nivel de lodos que también se ve afectado por la deformación. El estrato arenoso está plegado formando sinclinales y anticlinales de baja amplitud, a los que se encuentran asociadas fallas normales causadas por un estiramiento de 1,5 a 7,8 cm. También describen pseudonódulos generados como consecuencia de la evolución extrema de estructuras en “flama” (ver apartado II. 3.6.). Otorgan un carácter sísmico a estas estructuras pues cumplen las premisas propuestas por Sims (1975) (ver apartado II.4) para interpretar una estructura de deformación como inducida sísmicamente. Los pliegues estarían generados por efectos de la licuefacción de las arenas y el ascenso posterior de fluidos hacia la superficie, y las fallas por la combinación de los fenómenos de licuefacción y los esfuerzos de cizalla generados por las ondas sísmicas. Asocian la génesis de estas estructuras a la actividad de una falla próxima que es activa en la actualidad y que produjo un terremoto de magnitud 6,8 en 1975, el cual también generó estructuras de paleosismicidad similares, con lo que las magnitudes estimadas para estas estructuras las fijan en torno a 6.



De acuerdo con la revisión presentada anteriormente la magnitud de los terremotos que generan las estructuras de pseudonódulos y *ball and pillow* varía de 5,5 a 8, tal como ha sido indicado por varios autores:

- $M = 5,5$  para terremotos superficiales, Guiraud y Plaziat (1993)
- $M > 6$ , Mohindra y Bagati (1996)
- $M = 6,5$  para terremotos profundos, Guiraud y Plaziat (1993)
- $7 \leq M \leq 8$ , Cojan y Thiry (1992).

Ringrose (1988) realiza una clasificación de estructuras sísmicas generadas en secuencias de limos y arenas laminados y la ilustra con ejemplos de campo en sedimentos del Cuaternario localizados en Glen Roy (Escocia). En la clasificación esquemática define cuatro tipos de estructuras paleosísmicas entre las que aparecen estructuras almohadilladas y bolas.

Roep y Everts (1992) definen una nueva estructura, los estratos almohadillados. Son estratos compuestos por estructuras en almohadilla apiladas unas sobre otras, diferenciándose de las estructuras en almohadilla en que no se desarrollan sobre un estrato de limos infrayacente. Los materiales estudiados se sitúan en las Béticas Externas en las proximidades de Benidorm (Alicante) y están constituidos por calcarenitas de origen turbidítico con intercalaciones de margas pelágicas y calizas. Las estructuras de deformación se caracterizan principalmente por los siguientes rasgos: 1) aparecen varios estratos deformados unos sobre otros; 2) el conjunto de estratos deformados presenta una base plana y la distorsión aumenta a techo del conjunto. Descartan la carga como posible origen, puesto que los sedimentos margosos que suelen aparecer intercalados no presentan deformación alguna. También excluyen fenómenos de deslizamiento, ya que las direcciones principales de movimiento de materiales es la vertical, como consecuencia de los efectos de la licuefacción. Por tanto, concluyen que el origen más probable de génesis de estas estructuras es el sísmico. Los dos argumentos principales que indican este origen son: por una parte, que el tamaño de grano es el idóneo para que se produzcan fenómenos de licuefacción y por otra, que los estratos deformados están limitados a muro y a techo por estratos no deformados, pudiéndose identificar diferentes eventos separados en el tiempo.

### II. 3. 6. Estructuras de carga en lodos. Estructuras en “flama”

Según Lowe (1975), la licuefacción de sedimentos con gradientes inestables de densidad se debe a la carga brusca ejercida por el estrato suprayacente sobre el infrayacente. La superposición de un sedimento denso (arenas o limos) sobre otro menos denso (lodos), ambos no consolidados, produce una inestabilidad gravitacional en el sistema y la energía potencial no es la mínima (Allen, 1982). Esta situación potencialmente inestable, junto con una reducción de la resistencia a al corte de los sedimentos, puede producir intrusiones del estrato infrayacente en el suprayacente más denso. Se generan por movimientos exclusivamente en la vertical a causa de gradientes gravitacionales (Collison, 1994) (Fig. II.35).

Las estructuras de carga se definen como deformaciones producidas en la interfase de un estrato arenoso y uno inferior de grano más fino y menos denso (lodos o limos). A muro del estrato



arenoso se producen lóbulos subredondeados aproximadamente equidimensionales. Entre los lóbulos

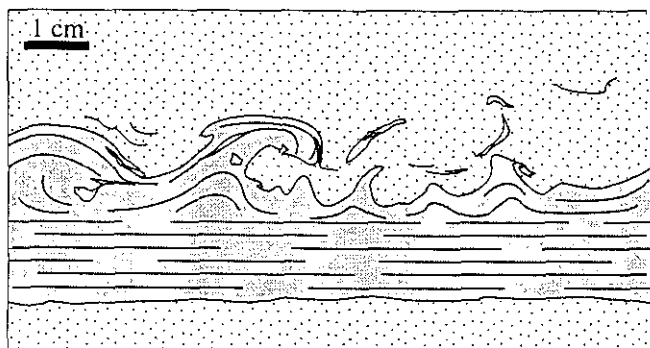


Fig. II.35. Estructuras de carga de arenas sobre lodos (sedimentos volcano-sedimentarios. Modificada de Allen (1982).

aparecen canales estrechos, que representan zonas de ascenso de lodos. Los lóbulos se denominan estructuras de carga (*load cast*) y los ascensos de lodos, estructuras en “flama” (*flame structures*). En planta, estas formas equidimensionales pueden presentarse elongadas según una dirección preferente, debido a movimientos a favor de una pendiente. Esto se puede acentuar si el estrato arenoso se ve sometido a extensión, erosión parcial o crecimiento de ripples sobre éste (Collinson, 1994).

Mohindra y Bagati (1996) definen estructuras en “flama” en sedimentos fluvio-lacustres (Pleistoceno superior-Holoceno) en el valle de Stipi (Himalaya indú). La zona deformada se puede seguir lateralmente unos 60 m y tiene 2,1 m de potencia. El material infrayacente, compuesto por limos, ha intruido con morfología de “flama” en el suprayacente, constituido por arenas de grano grueso (Fig. II.36). En algunos casos, las estructuras en “flama” llegan a generar estructuras en almohadilla y pseudonódulos dentro del sedimento arenoso, por la independización de fragmentos elípticos de lodo dentro de este. Las estructuras definidas por estos autores cumplen las condiciones propuestas por Sims (1975) (ver apartado II.4) para considerar una estructura de deformación como de origen sísmico. Indican que las estructuras en “flama” que estudian están generadas por la llegada de las ondas Rayleigh de un terremoto, que produce la licuefacción de las arenas y de los lodos. La licuefacción de estos últimos se genera por tixotropía en respuesta a los esfuerzos de cizalla cíclicos generados por el terremoto en superficie (ondas Rayleigh). La magnitud y cuantía de la deformación la relacionan con la magnitud del terremoto que ha generado las estructuras, es decir, a mayor deformación mayor ha sido la magnitud del terremoto que las ha producido. De este modo, consideran que las estructuras en “flama” se ha tenido que generar por un terremoto de magnitud inferior al que ha generado las estructuras en almohadilla y pseudonódulos. Teniendo en cuenta las características tectónicas de la zona, consideran que los ocho afloramientos que localizan sucesivamente en la columna estratigráfica, están generados por una falla próxima. Dicha falla produjo un terremoto de magnitud 6,8 en 1975, el cual también generó estructuras de paleosismicidad similares, con lo que las magnitudes estimadas para estas estructuras las establecen próximas a 6.

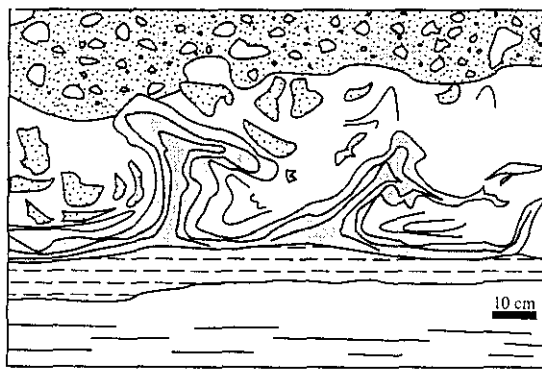


Fig. II.36. Intrusiones diapíricas, en “flama” y pseudonódulos en materiales limosos lacustres en el Valle Spiti (Himalaya indú). Tomada de Mohindra y Bagati (1996).



### II. 3. 7. Deslizamientos subacuáticos. *Slumps*

Los deslizamientos sinsedimentarios en ambientes subacuáticos tienen lugar cuando los sedimentos no están consolidados, o lo están de una forma parcial, dándose un desplazamiento traslacional a favor de una pendiente. Ello da lugar a pliegues y fracturas dentro del conjunto de sedimentos desplazados. El cuerpo resultante, que puede presentarse a varias escalas, recibe genéricamente la denominación de *slump* o cuerpo *slumpizado*. Las geometrías de los pliegues son muy variables, presentando una deformación dúctil por cizalla simple o pura. Durante el transporte de los materiales se producen repliegues de los pliegues generados en los primeros estadios de la deformación. Por tanto, pueden aparecer figuras de interferencia de pliegues por la superposición de plegamientos. El origen de los deslizamientos puede ser sísmico o asísmico, sin representar por sí mismos un origen en concreto. Resulta esencial conocer las características del medio sedimentario para otorgar un origen concreto a estas estructuras. Se han identificado *slumps* de origen sísmico en formaciones lacustres en múltiples ocasiones, como es el caso de Sims (1975), Seilacher (1984), El-Isa y Mustafa (1986), Siegenthaler *et al.*, 1987 y Marco y Agnon (1995).

Según una recopilación realizada por Allen (1982), el espesor de la lámina de sedimentos deslizada depende del ambiente deposicional en que se da el proceso. En ambientes glaciares raramente superan los 50 cm, con desplazamientos muy cortos (pocas decenas de metros). En sedimentos lacustres y marinos poco profundos, la potencia puede oscilar entre 1 y 10 m. En depósitos marinos de aguas profundas la potencia es similar a la de sedimentos poco profundos pero excepcionalmente pueden alcanzar los 100 m. La extensión lateral de los *slumps* es muy variable, pudiendo oscilar entre los 200 m y varios kilómetros.

Helwing (1970) describe las características composicionales de los sedimentos y la geometría inicial del deslizamiento. Considera a grandes rasgos dos tipos principales de sedimentos, combinados en láminas finas alternantes:

- 1) arenas no cohesivas saturadas en agua y limos groseros, los cuales, si se licuan, deslizan como un flujo viscoso. El deslizamiento también se puede dar por el desarrollo de superficies de deslizamiento
- 2) lodos cohesivos con un comportamiento, bien como fluidos viscosos o bien como un sólido plástico, dependiendo de su contenido en agua.

Los deslizamientos pueden arrastrar capas consolidadas inferiores, que se deforman de manera frágil en el conjunto dúctil del *slump*. Lo mismo ocurre con concreciones cementadas en sedimentos no consolidados.

Los principales esfuerzos desarrollados en *slumps* son esfuerzos de cizalla inducidos gravitacionalmente. Las estructuras de plegamiento y cabalgamiento que se generan durante el deslizamiento de la lámina sedimentaria se producen por desviaciones en el sentido de movimiento del *slump* o parada brusca del mismo. Algunas causas de esta desviación son (Helwing, 1970):

- 1) movimientos rotacionales, tanto a cabecera como a cola del *slump*
- 2) variaciones transversales de la velocidad de flujo local, relacionados con esfuerzos



- friccionales heterogéneos
- 3) irregularidades en la base
  - 4) disminución brusca del ángulo de pendiente o choque con obstáculos
  - 5) licuaciones parciales durante el flujo o desarrollo de inestabilidades controladas por variaciones de densidad.

Una vez que se ha iniciado el deslizamiento, la superficie de cizalla o despegue, se propaga de forma radial a partir de un punto de rotura (Farrel, 1984). La superficie de deslizamiento suele tener forma de cuchara (cóncava hacia abajo) con límites irregulares (Fig. II.37) (Martinsen, 1989). La superficie de despegue puede aprovechar la estratificación o cortarla. El movimiento traslacional del *slump* produce deformaciones internas muy intensas. Las estructuras más comunes son pliegues

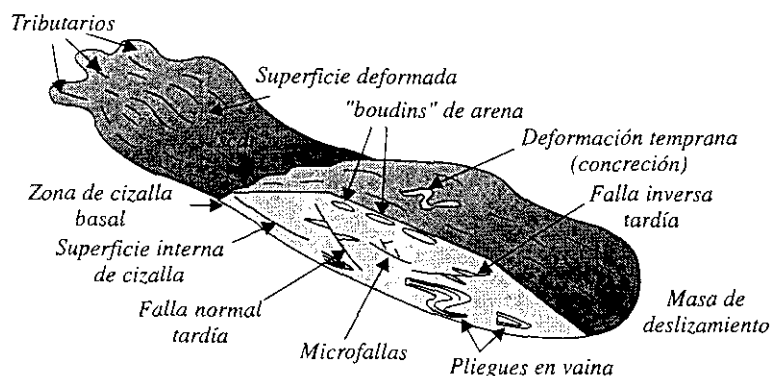


Fig. II.37. Modelo de slump con la situación de las principales estructuras asociadas. Modificada de Martinsen (1989).

por *buckling*, *boudinage*, microfallas y sistemas imbricados de cabalgamientos (Fig. II.37). La disposición relativa de estas estructuras indica que la deformación, en una primera etapa, es plástica a dúctil, formándose pliegues y *boudines*. A la fase dúctil le sigue una fase frágil, en la que se producen las fracturas. Es muy común observar pliegues de las primeras etapas truncados por fallas (Martinsen, 1994).

### II. 3. 7. 2. Desarrollo del plegamiento

La presencia de *boudinage* en algunos *slumps* indica que existe un contraste de competencias entre estratos durante el deslizamiento. Este contraste hace que la deformación se acomode por *buckling* (Ramsay, 1967). La proporción inferior de pliegues similares con respecto al resto apunta a que aunque el mecanismo de *buckling* inicia el plegamiento, la geometría de estos pliegues se puede modificar por cizalla simple (homogénea o heterogénea) en etapas posteriores del plegamiento (Woodcock, 1976). Otro origen posible de estos pliegues similares es la compactación sedimentaria de un *slump* que contenga pliegues paralelos. La compactación tiende a rotar los planos axiales de los pliegues y disponerlos paralelos a la estratificación. La deformación también es por cizalla simple (Fig. II.38).

Los pliegues simétricos de plano axial vertical, desarrollados por *buckling*, se deforman por cizalla pura durante el acortamiento longitudinal de la unidad deslizada. La verticalización de los planos axiales indica que el plano xy, del elipsoide de deformación finita para el *slump*, es perpendicular al nivel de despegue y contiene el eje de máximo acortamiento (x) paralelo al despegue. Los pliegues en vaina se consideran indicadores de la dirección de transporte del *slump*



y, por tanto, paralelos a la dirección de buzamiento de la pendiente de deslizamiento. Los elementos lineales, como los ejes de los pliegues, rotan progresivamente con respecto al eje x (máximo acortamiento) del elipsoide de deformación, mientras que los planos lo hacen con respecto al plano xy (Farrel y Eaton, 1987).

La coexistencia de estructuras extensionales (*boudinage*, fallas normales o adelgazamiento dúctil) con estructuras compresivas (pliegues y fallas inversas imbricadas) se puede explicar por una única fase de deformación. De este modo, al mismo tiempo que se está produciendo compresión en el flanco corto de un pliegue asimétrico, hay un estiramiento en el flanco largo (Fig. II.39).

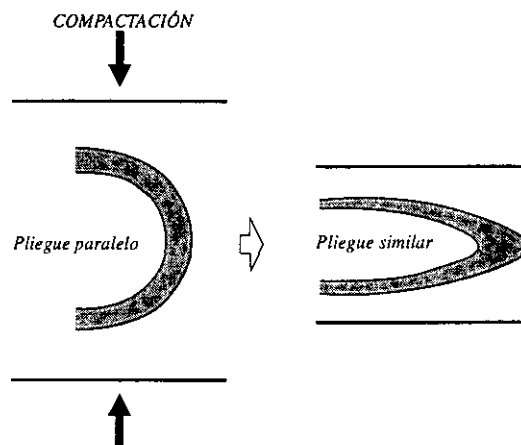


Fig. II.38. Génesis de pliegues similares, a partir de pliegues paralelos, por compactación sedimentaria. Modificada de Farrell y Eaton (1987).

Cuando el nivel de despegue basal de un *slump* es la estratificación, la deformación por acortamiento se acomoda por la formación de pliegues y fallas, cuya dirección de máximo acortamiento es paralela a la estratificación (Farrel, 1984). La deceleración de un *slump*, por aumento de los esfuerzos de cizalla, es consecuencia de la pérdida de presión de fluidos de la masa deslizante. Esta recuperación de los esfuerzos de cizalla se traduce en una fricción importante en el nivel basal.

El potencial gravitacional creado en el *slump*, produce la deformación interna de éste. En el caso de que la deshidratación que acompaña a la generación del *slump* se produzca por movimientos ascendentes de fluidos a través del cuerpo deslizado, origina una deceleración de la base, mientras que la parte superior mantiene su velocidad. Esta diferencia de velocidades causa una deformación por cizalla simple. Irregularidades, obstáculos o pérdida brusca del ángulo de pendiente, también producen deformación por cizalla simple. La diferencia de velocidades en segmentos adyacentes del *slump*, por gradientes en la presión de fluidos, genera zonas de fallas en dirección, donde se concentra la deformación por cizalla simple (Farrel y Eaton, 1987).

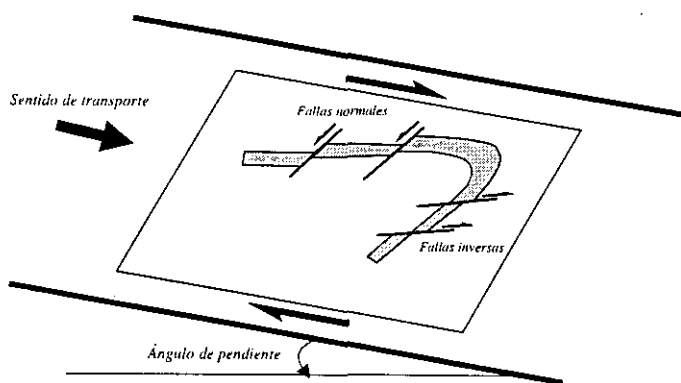


Fig. II.39. Génesis simultánea de fallas normales e inversas, durante el desarrollo de pliegues por cizalla simple. Modificada de Ramsay et al. (1983).



El estilo de plegamiento y el tipo de deformación nos puede indicar la distancia de desplazamiento relativo del *slump*. También nos puede ayudar a averiguar la cuantía del desplazamiento la potencia de la lámina deslizada y el grado de disgregación de la estratificación. Pliegues de plano axial vertical y asimétricos (pliegues en rodilla) de ejes axiales paralelos a la dirección de la pendiente, se observan principalmente en *slumps* que han recorrido distancias cortas. Pliegues isoclinales recumbentes, en vaina y replegados, son indicadores de distancias de desplazamiento mayores. Rotaciones de la charnela también indican desplazamientos importantes. El plegamiento por *buckling* se desarrolla durante la propagación del nivel de despegue por cizalla pura. En los últimos estadios del desplazamiento del *slump* la deformación se produce por cizalla simple, lo que origina rotación y estiramiento de los pliegues, permitiendo el desarrollo de pliegues recumbentes, replegados y en vaina.

### II. 3. 7. 3. Cálculo de la orientación de la paleopendiente

La pendiente mínima a favor de la cual se puede deslizar un *slump* puede ser de muy bajo ángulo. Así, Allen (1982) afirma que se pueden dar en pendientes de hasta  $0,5^\circ$  y Prior y Coleman (1978) reducen más aún el ángulo a  $0,1^\circ$ .

El método del eje medio propuesto por Jones (1940) define la dirección de la pendiente de deslizamiento calculando la dirección media de los ejes de pliegues de *slump*, a la cual es paralela. Para deducir el sentido de movimiento del *slump* (supone que es perpendicular a la dirección de la pendiente) se basa en observaciones regionales y en la morfología de los pliegues. Hansen (1965) desarrolla el método del arco de separación, que estima la dirección de la inmersión de la pendiente mediante la bisectriz del ángulo que separa en proyección estereográfica (Smith) ejes de pliegues con vergencias opuestas. Para el cálculo del sentido de transporte se basa en las mismas premisas que Jones (1940). Woodcock (1979) realiza un estudio comparativo de ambos métodos con datos reales y afirma que la incertidumbre del método del eje medio es mucho menor que la del método del arco de separación, por lo que propone el uso del primero.

Farrel y Eaton (1987) proponen un sistema de cálculo de la orientación de la paleopendiente, pero no aportan información sobre el buzamiento de la misma. Para pliegues formados por *buckling* utilizan la representación estereográfica de los ejes axiales de estos pliegues, ya que suponen que son paralelos a la dirección de la pendiente deposicional. El sentido del deslizamiento (sentido del buzamiento de la pendiente de deslizamiento) lo marca la vergencia de los pliegues. En el caso de pliegues formados por cizalla simple, en los que la deformación es más intensa y existen rotaciones de los ejes, la dispersión de los datos es grande, proponiendo en este caso una relación angular entre el buzamiento del plano axial y la dirección de los ejes de los pliegues. La dirección de la paleopendiente se deduce con la representación gráfica del buzamiento de los planos axiales (en ordenadas) y la orientación de la dirección de los ejes (abscisas), marcada por la mayor concentración de datos.

Es aconsejable tener cuidado con la vergencia de los pliegues en la determinación del sentido de transporte del *slump*, puesto que en algunos casos aparecen pliegues retrovergentes o incluso series de retrocabalgamientos que indicarían un sentido contrario al real. Evidentemente, el método



anteriormente descrito no calcula el ángulo del nivel de despegue, que suele coincidir con la estratificación. Para calcularlo habrá que recurrir a las condiciones de "paleoestabilidad" del slump o a las características del medio sedimentario. El cálculo de la estabilidad de *slumps* se desarrolla en el siguiente apartado.

### II. 3. 8. Niveles de mezcla

Marco y Agnon (1995) realizan un trabajo sobre sismitas en el lago Lisan (antecesor del Plioceno del Mar Muerto), asociando estructuras de plegamiento *in situ* (sin transporte) a eventos sísmicos. El registro sedimentario del lago Lisan, constituido en buena parte por varvas lacustres es muy favorable para la datación de estructuras paleosísmicas. La Formación Lisan se depositó de manera continua a lo largo de 220 Km del *graben* del Mar Muerto. La tasa de sedimentación calculada fue de 0,8 a 0,9 mm / año y el rango de edades oscila entre los 72.000 y 18.000 años. Las varvas lacustres están compuestas por una alternancia de cristales de aragonito y niveles detríticos (clastos finos de calcita, dolomita, cuarzo y arcilla). Marco y Agnon (1995) interpretan cada varva como indicadores de sedimentación anual.

Los citados autores describen fallas sindeposicionales con saltos de 2 m como máximo y de orientación subparalela a las principales fallas normal-direccionales que delimitan la Cuenca del Mar Muerto. Cuando se produce la rotura de una falla se genera un escarpe subacuático, con una acumulación mayor de sedimentos en el labio hundido (Fig. II.40). Asociados a estas fallas aparecen estructuras debidas a licuefacción y *slumps*.

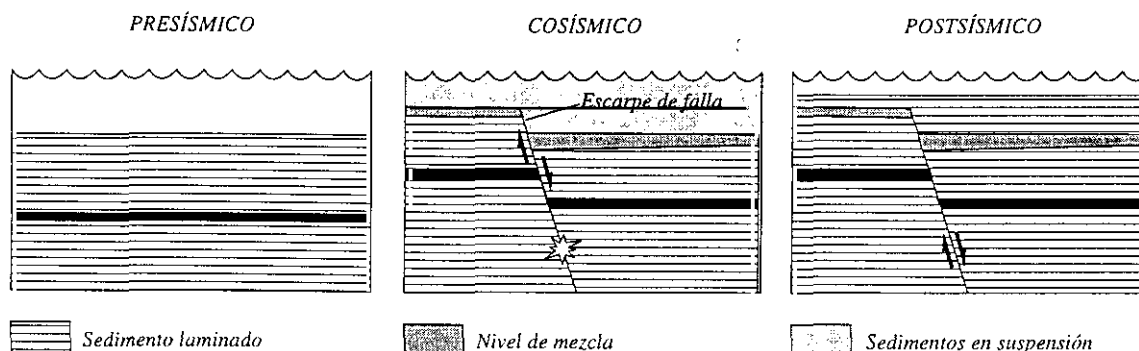


Fig. II.40. Interpretación de la formación de niveles de mezcla, como consecuencia de la génesis de escarpes de falla subacuáticos durante un terremoto. Modificada de Marco y Agnon (1995).

Los estratos licuefactados, o niveles de mezcla, acumulados en el labio hundido de la falla normal, presentan un inusual espesor, así como estructura y fábrica diferenciadas. Están compuestos por una mezcla masiva de fragmentos tabulares de laminillas empastados en una matriz de grano fino. Muestran una gradación de muro a techo, que pasa de ser una fábrica granosoportada a otra sustentada por matriz. Los fragmentos de laminillas son de milímetros a centímetros de longitud y no presentan evidencias de transporte alguno. Estos niveles suelen presentar a muro pliegues y la





estructura en conjunto está sellada por laminitas lacustres no deformadas. Cada secuencia se puede seguir a lo largo de cientos de metros.

Marco y Agnon (1995) sugieren que los niveles de mezcla se producen por una sacudida sísmica, a techo de la serie sedimentaria depositada hasta el momento. La gradación de la deformación muestra el aumento de la consolidación con la profundidad. La parte superior del sedimento, sin consolidar, se fluidifica y se resedimenta después de la sacudida sísmica. Estratos inmediatamente inferiores, más consolidados, son brechificados y fracturados, conservando restos de la estructura planar de las varvas. Los niveles inferiores, de comportamiento plástico, se pliegan por la acomodación de esfuerzos locales de cizalla entre los estratos superiores e inferiores a éste. La morfología de estos niveles plegados es muy similar a la de los *slumps*, diferenciándose exclusivamente en la aparición del nivel de mezcla superior.

Puede haber deslizamientos locales en el bloque hundido cerca del escarpe de la falla. Pero la mayoría de estos pliegues son interpretados por Marco y Agnon (1995) como plegamiento *in situ*, producido por los esfuerzos de cizalla cíclicos producidos por un terremoto. Aportan cinco causas por las cuales descartan el transporte de las masas licuefactadas y apoyan la tesis de la génesis por un evento sísmico:

- 1) los niveles de mezcla están asociados a fallas sinsedimentarias
- 2) la sedimentación es completamente horizontal
- 3) la fragilidad extrema de las laminitas supondría su destrucción completa durante un transporte turbulento
- 4) algunos fragmentos de laminita pueden ser restaurados a su posición original en el estrato
- 5) no existe imbricación o gradación lateral alguna de fragmentos de laminitas.

Algunos estratos muestran un cierto buzamiento en las proximidades de las fallas normales. En ellos, se puede observar pequeños deslizamientos, interpretados como *slumps* locales (de potencia centimétrica y extensión lateral métrica), controlados por la topografía del bloque hundido. Otros *slumps* de la misma formación, no asociados a fallas, fueron interpretados como sísmicos por Seilacher (1984) y El-Isa y Mustafa (1986). Las observaciones de Marco y Agnon (1995) indican que estos *slumps* están controlados por la topografía local. Consideran que su uso como sísmicas se ha de restringir a su asociación con fallas sindeposicionales o a estructuras de licuefacción. Los posibles terremotos desencadenantes de estos *slumps* serían de magnitud inferior a los que han producido licuefacciones. Por tanto, la asociación de niveles de mezcla a eventos sísmicos se ve apoyada por su asociación a fallas sindeposicionales, por ser localizables en amplias áreas y por la gradación interna de la deformación.

Los depósitos de la Formación Lisan presentan en general granulometría fina (partículas carbonatadas y silíceas de tamaño micrométrico) y un contenido en arcillas del 20 al 35%. Este contenido en arcillas reduce considerablemente la susceptibilidad a la licuefacción, por lo que las magnitudes de los terremotos que dieron lugar a las estructuras descritas debieron ser superiores a 5. Con esta magnitud se produce la licuefacción de arenas (Audemard y De Santis, 1991). Análisis cuantitativos indican que la magnitud puede ser aún mayor (Allen, 1986b). La formación de escarpes de falla en superficie raramente se producen con magnitudes inferiores a 5,5 (Bonilla *et al.*, 1984).



De esta manera, la magnitud de los terremotos que han generado los niveles de mezcla, asociados a fallas normales, de la Formación Lisan, debieron ser iguales o superiores a 5,5 (Marco y Agnon, 1995).

### II. 3. 9. Diques neptúnicos, fisuras y cuñas detríticas

El término dique se utiliza principalmente como sinónimo de intrusión brusca o forzada de materiales licuefactados, mientras que el término dique neptúnico es utilizado para diferenciar diques rellenos de forma pasiva o, en términos más generales, como sinónimo para todos los diques de origen sedimentario (Winterer y Sarti, 1994; Maltman, 1994). Ni la escala ni la naturaleza submarina, características de los diques neptúnicos (Wendt, 1971), se pueden asociar a las estructuras estudiadas en el presente trabajo. De este modo, en esta memoria, el término de dique neptúnico se refiere a grietas rellenas desde la superficie y generadas por fuertes procesos extensivos; estos últimos procesos son característicos de los diques neptúnicos submarinos comúnmente descritos en la bibliografía (Winterer *et al.*, 1991; Vera, 1994).

Estas estructuras pueden estar generadas por cuñas de hielo que al fundirse provocan un relleno pasivo de la cavidad. Han sido definidas por numerosos autores, entre los que se puede destacar a Svenson (1988), Johnson (1990) y Stone y Ashley (1992). El relleno de estas cavidades se puede producir por derrumbamiento, *creep* y, en algunos casos, por efectos muy localizados de fracturación normal como consecuencia de la fusión del hielo. Estas cuñas tienen una disposición poligonal que, vista en planta, puede confundirse con alineamientos de diques o intrusiones de arenas licuefactadas (Obermeier, 1994).

Otros procesos atectónicos capaces de generar estructuras exactamente iguales son la pérdida de resistencia lateral al corte de un estrato, por ejemplo, por socavación fluvial, y el asentamiento diferencial que pueden producir sedimentos infrayacentes a la capa fracturada. Este tipo de procesos genera grietas o cuñas con una disposición subvertical de características similares a las que pueden presentar las grietas de tensión. En el caso de tener sedimentos detríticos finos, por ejemplo, sedimentos fluvio-glaciares, debajo de una capa gruesa de limos o arcillas, bajadas bruscas de nivel freático pueden producir efectos similares. Esto se debe a la pérdida de la presión de fluidos que sustentaba la carga litostática ejercida por los limos y arcillas (Obermeier, 1994).

Roberts (1996) define diques neptúnicos en materiales volcánicos de Dundee (Escocia). Estos diques neptúnicos se desarrollan en coladas de lavas vesiculares, rellenos pasivamente desde la superficie por la escorrentía superficial. En algunos casos los limos de relleno pueden aparecer alterados por el calor retenido en las coladas. También define este tipo de estructuras en gneises expuestos a agentes atmosféricos y rellenos de materiales arenosos.

Thorson *et al.* (1986) describen fisuras en materiales del Holoceno de Conectican (SE de los EE.UU.) compuestos por arenas con gravas y sedimentos lacustres (limos) en la base. Proponen el término fisura frente al de cuña o dique, ya que estas estructuras no se generaron por crioturbación (cuñas de hielo) ni son conductos de extrusión de materiales licuefactados (diques de arenas). Las fisuras tienen forma de embudo muy estrecho que se adelgaza en profundidad de forma progresiva.



Sus dimensiones pueden variar de 3 a 5 m en profundidad y entre 4 y 30 m de desarrollo horizontal. La anchura de la apertura superficial oscila entre 1 y 2,5 m. El espaciado que presentan puede variar en esta zona entre los 4 y 50 m. Estas estructuras corresponden a fisuras subverticales rellenas de sedimentos de forma pasiva por su abertura superficial. Son simétricas según su dirección y presentan desviaciones de la misma que no superan los 15°. Se distribuyen alineadas según dos orientaciones subortogonales.

Thorson *et al.* (1986) diferencian dos zonas principales dentro de las fisuras en función del tipo de relleno que presenten (Fig. II.41):

- 1. Zona superior.** Caracterizada por contener un relleno externo a la fisura. Esta zona la subdividen en dos: 1a) tapón sedimentario, que corresponde a la zona más superficial en la que el encajante está constituido principalmente por gravas (de aproximadamente 2 m de potencia) y el tapón por limos. 1b) zona de lavado y desorganización de materiales, que pasa progresivamente de limos a arenas lavadas, es decir, presenta una granoselección negativa. La disposición de esta granoselección no es horizontal, sino que se adapta a la forma de la fisura, disponiéndose en parábola. La zona de lavado corresponde a un paso intermedio entre el relleno de origen externo de la zona superior y el interno de la inferior.
- 2. Zona inferior.** Corresponde a los 3 m restantes de la estructura y se caracteriza por estrecharse hacia muro hasta pasar a ser un plano de fractura sin apertura. En esta zona el relleno está constituido por arenas y cantos de tamaño grava con el eje mayor vertical y paralelo a la paredes de la fisura. Este ordenamiento lo interpretan como resultado de la fluidificación generada por la circulación de agua dentro de la fisura, tanto en sentido ascendente como descendente. En este caso, el relleno pertenece al encajante, constituido por un 1 m de gravas, 1 m de arenas fluviales con estratificación cruzada y arenas finas y limos de origen lacustre en la parte inferior.

El relleno de la zona superior sufre subsidencia dentro de la fisura, subsidencia que es producida por movimientos intergranulares, plegamiento y fracturación. El estiramiento producido por el movimiento intergranular puede ser de hasta el 30%. En algunos casos observan saltos de hasta 20 cm en los niveles sedimentarios del encajante, producidos por fracturas que condicionan estas estructuras. Por tanto, consideran que la principal causa que condiciona el desarrollo de las fisuras es una fuerte extensión en la horizontal.

Thorson *et al.* (1986) interpretan que el origen de estas estructuras es sísmico, puesto que localizan importantes estructuras de licuefacción en los materiales lacustres infrayacentes. Al extruir, estos materiales en la superficie producen una disminución de volumen en profundidad que provoca el colapso generalizado de los materiales superiores y la formación de las fisuras. La magnitud sísmica estimada para la génesis de estas estructuras es de 5 a 5,5.

Estévez *et al.* (1993) observan estructuras de deformación similares a las definidas anteriormente por Thorson *et al.* (1986) en sedimentos del límite Tortoniense-Messiniense del borde N de la Cuenca de Elche-Crevillente (proximidades del alineamiento estructural Alicante-Crevillente). Los materiales donde las describen corresponden a calcarenitas con intercalaciones de



(1986).

esfuerzos, genera el colapso de las gravas suprayacentes dentro de las arenas en forma de cuña.



En la Cuenca de Rieti (Apeninos Centrales, Italia), que corresponde a una fosa, Michetti *et al.* (1995) estudian *semigrabens* con morfología de dique y que asocian a eventos sísmicos de magnitudes entre 6,0 y 6,5. Estos *semigrabens* se desarrollan en calizas jurásicas y están rellenos de derrubios cuaternarios con intercalaciones de cineritas, que utilizan para la datación de los sucesivos eventos y el cálculo de los saltos de falla. El material de relleno se adapta a los bordes del dique por hundimiento. Los saltos de falla estimados a partir de los sedimentos de relleno indican que son consecuencia de terremotos de magnitudes entre 6,0 y 6,5, magnitudes muy superiores a las del registro histórico en la zona, por lo que resaltan la importancia de la paleosismicidad para establecer el riesgo sísmico en un área.

Numerosos autores (Denyer *et al.*, 1991; Pavlides *et al.*, 1995; Mojica, 1996; Mohindra y Bagati, 1996; Yeats *et al.*, 1997) han definido grietas superficiales formadas como consecuencia del efecto de terremotos de magnitudes próximas a 7. Denyer *et al.* (1991) describen grietas superficiales con movimientos relativos en la horizontal de 1 a 1,5 m y en la vertical de 0,5 a 1,5, para magnitudes superiores a 7 en Costa Rica. Pavlides *et al.* (1995) describen roturas superficiales con morfología de dique en sección, generadas durante el terremoto del 13 de Mayo de 1995 al Oeste de Macedonia (Magnitud 6,6). En el terremoto del 6 de Junio de 1994 (Magnitud 6,4), que tuvo lugar en el Departamento del Cuca (Colombia), se generaron grietas superficiales con dos orientaciones subortogonales paralelas al plano de falla y plano nodal del mecanismo focal calculado (Mojica, 1996), interpretándose esta disposición de las estructuras como grietas de extensión próximas a los planos del mecanismo focal. Como consecuencia del terremoto de Kinnaur (Himalaya, India) del 19 de Enero de 1975 (Magnitud 6,8), Mohindra y Bagati (1996) definen grietas de extensión superficiales desarrolladas en sedimentos fluviolacustres cuaternarios. Yeats *et al.* (1997) relacionan la formación de diques con morfología de cubeta (escala métrica) con la actividad sísmica de una zona de desgarre en las zonas transtensivas.

#### II. 4. ESTUDIOS DE PALEOSISMICIDAD EN SEDIMENTOS LACUSTRES LAMINADOS

Sims (1975) estudió los sedimentos limosos del embalse de Van Norman después del terremoto de San Fernando (California, USA) de 1971. Observó tres estratos con estructuras de deformación en un área de aproximadamente 2 km<sup>2</sup> en el fondo del embalse. Que estos tres niveles se correlacionan con los terremotos ocurridos en el área de San Francisco en 1930, 1952 y 1971. El estudio compara estructuras de deformación obtenidas experimentalmente en laboratorio con las encontradas en el embalse de Van Norman. Sobre ésta base, Sims (1975) buscó estructuras similares en materiales del Pleistoceno-Holoceno y en sedimentos laminados lacustres de otras zonas sísmicamente activas, tal como los sedimentos arenosos y limos groseros de origen lacustre presentes en el Imperial Valley (SE de California), Clear Lake (Norte de California) y en el área de Puget Sound (Washington). Los mejores resultados los obtuvo en el Imperial Valley, definiendo cinco niveles de deformación asociados a cinco eventos sísmicos de moderados a fuertes (Holoceno), muy similares a las estructuras encontradas en el embalse de Van Norman. En la zona de Clear Lake no obtuvo tan buenos resultados, puesto que los sedimentos tienen un alto contenido en arcillas y materia orgánica, lo que disminuye su potencial a la licuefacción. En el estudio de varvas glacio-lacustres del Pleistoceno superior en el área de Puget Sound, en los 18,75 m de columna



estratigráfica que contiene 1804 varvas, encontró 40 niveles de deformación que interpretó como sismitas basándose en la similitud de estas estructuras con las generadas experimentalmente por Kuenen (1958). A continuación se describen con mayor detalle las diferentes áreas estudiadas por Sims (1975).

**Embalse Van Norman:** el terremoto de San Fernando del 9 de Febrero de 1971 tenía situado su epicentro a 12 Km de la presa de Van Norman, generando fuertes daños en la estructura que produjeron la rotura de la misma. En los sedimentos acumulados se registraron 56 años de la vida de la presa, período durante el cual se dieron 4 terremotos de intensidad VI o superiores en los años 1930, 1933, 1952 y 1971. Los espesores de sedimentos deformados oscilan entre 4 y 5 cm. Estas estructuras corresponden a micropliegues, estructuras de escape de fluidos y pseudonódulos. El material licuefactado por la sacudida sísmica extruye en los estratos suprayacentes. La estructura del material encajante queda alterada y muestra los efectos de una licuefacción incipiente pero sin traslación de material. Una vez que se produce la deformación, las estructuras quedan selladas por laminaciones nuevas que no presentan alteración, por tanto, si nos es posible datar la primera laminación que sella estas estructuras se puede datar la edad de la deformación.

La licuefacción es el mecanismo que aparentemente genera estas estructuras, a causa de una sacudida sísmica y en la interfase agua-sedimento. Esta licuefacción hace que se plieguen las laminaciones lacustres por escape de fluidos.

**Imperial Valley:** en esta zona se observan estructuras de escape de fluidos en sedimentos compuestos principalmente por limos y arenas de grano fino con bajo contenido en arcillas. Estas estructuras son muy similares a las halladas en el embalse de Van Norman. La estructura laminar de las varvas sufre alteraciones por fenómenos de licuefacción, generando morfologías similares a las obtenidas por Kuenen (1958).

**Lago Clear:** en este lago actual, Sims estudió tasas de sedimentación para los últimos 40.000 años, datados con  $C^{14}$ . Los resultados son ambiguos y sólo observa estructuras de deformación de origen incierto debido a que el potencial de licuefacción de estos materiales es muy bajo.

**Área de Puget Sound:** estudia las deformaciones en varvas glaciares de 2 a 10 cm de potencia y encuentra dos tipos principales de estructuras:

- 1) estructuras de deformación asimilables a los ensayos de Kuenen (1958)
- 2) estructuras de deslizamiento con niveles de despegue bien desarrollados.

Interpreta los primeros como de origen sísmico, mientras que los segundos no los incluye como tales. Esto se debe a que estas estructuras de deslizamiento se pueden producir por muchas otras causas además del origen sísmico.



De acuerdo con las observaciones realizadas en las áreas anteriormente comentadas, Sims (1975) propuso que la correlación entre estructuras de deformación y eventos sísmicos y, de ahí, el reconocimiento del origen sísmico de estas estructuras se ha de realizar teniendo en cuenta los siguientes puntos:

- 1) proximidad a zonas sísmicamente activas
- 2) presencia de sedimentos potencialmente licuefactables
- 3) similitud con estructuras formadas experimentalmente
- 4) estructuras internas a pequeña escala con zonas deformadas que indiquen licuefacción
- 5) estructuras de deformación restringidas a intervalos estratigráficos únicos
- 6) zonas de estructuras deformadas correlacionables en grandes áreas
- 7) ausencia de la influencia de pendientes, deslizamientos u otros procesos sedimentológicos o biológicos que puedan producir estructuras similares.

Este listado de criterios para el reconocimiento de sismitas ha sido aceptado como válido por un gran número de autores. En el presente trabajo se asume su utilidad y serán tomados como base en la determinación de la historia sísmica del área de estudio.

Chapron *et al.* (1996) realizan un estudio en el lago Le Bourget, situado en la zona NO de los Alpes franceses. Mediante el estudio de perfiles de sísmica de reflexión identifican un nivel de alta desorganización dentro de los sedimentos fluvioglaciares laminados (13.000 a 12.000 años). Dicho nivel lo asocian a una crisis sísmica entre las fechas citadas. Este nivel de desorganización es a su vez la capa origen de volcanes de arena que se observan en la superficie del lago. Estos volcanes de arena son interpretados en relación a un terremoto histórico de 1822 con su epicentro situado en el vértice N del lago, de intensidad VII (M.S.K.) y una magnitud estimada de 5,6. Además de volcanes de arena observan fallas que afectan a la superficie del fondo del lago y que también asocian a terremotos históricos.

En otro estudio de paleosismicidad realizado en el lago Annecy (NE de los Alpes franceses), Beck *et al.* (1996) establecen períodos de recurrencia de paleoterremotos a partir de estructuras de deformación observadas en sedimentos varvados de origen glaciar. Utilizan cuatro sistemas de datación para establecer los períodos de recurrencia:

- 1) datación directa mediante radiocarbono y biocronología
- 2) tasas de sedimentación y sedimentación varvada
- 3) correlaciones con datos publicados de otros lagos
- 4) compatibilidad climática con la evolución climática general en el N de Europa durante el Cuaternario superior.

Establecen una datación de 40 eventos repartidos en un registro estratigráfico de duración 3.700 años. Cuando varios niveles deformados aparecen dispuestos unos sobre otros de forma continua consideran un único evento, reduciéndose a 26 los eventos. La media de recurrencia obtenida está entre 100 y 150 años, para una datación realizada teniendo en cuenta una etapa de deshielo lenta durante la sedimentación. Si consideran una etapa intermedia templada entre las glaciaciones Würm-II y Würm-III, el periodo de recurrencia es de 50 a 250 años, por lo que tiene



una dispersión mayor.

Las estructuras que identifican corresponden a niveles con fallas normales sinsedimentarias y estructuras en almohadilla. Ambas estructuras no suelen superar los 10 cm de potencia y son interpretadas como de origen sísmico. Las fracturas corresponden a una deformación frágil de un sedimento no consolidado que ha sufrido una compactación instantánea como consecuencia de una pérdida de fluidos por licuefacción sísmica.

Haczewski (1996) estudia en los Cárpatos polacos la cronoestratigrafía y la disposición espacio-temporal de estructuras de deformación en calizas pelágicas de edad Oligoceno, con el fin de definir patrones de actividad sísmica en sedimentos antiguos. Estas calizas pelágicas presentan varvas que el autor interpreta como sedimentación anual y que utiliza como sistema de datación relativa. Los sedimentos que estudia representan un intervalo temporal de unos 800 años, dentro del cual identifica dos niveles deformados que asocia a sendos eventos sísmicos de magnitud importante. La potencia de los niveles deformados no supera los 6 cm (en muchos casos identifica este nivel con tan solo 1,6 cm) y los correlaciona en amplias áreas (decenas de kilómetros). Los niveles deformados se caracterizan por presentar pliegues similares a los que se generan en *slumps*, pero en los que en muchos casos no se observa desplazamiento alguno, es decir la deformación es *in situ*. Por tanto, las estructuras que identifica Haczewski (1996), corresponden a los niveles de mezcla definidos por Marco y Agnon (1995), pero en los que no aparece nivel de fluidificación a techo. Haczewski (1996) utiliza la cuantía de la deformación como indicador de la proximidad al epicentro. Este autor tiene en cuenta el criterio de Allen (1986b) y Vittori *et al.* (1991), que establecen que magnitudes sísmicas de 7 pueden producir licuefacciones en un radio de 50 km. Teniendo en cuenta que una de las principales fallas de la zona se encuentra en este radio, estima que la magnitud que ha podido generar estas sismitas puede estar en torno a 6,5 y 7, aunque esta magnitud podría ser mayor, puesto que las premisas de Allen (1986b) y Vittori *et al.* (1991) están formuladas para sedimentos arenosos, mientras que los materiales estudiados son limos ricos en arcillas y su potencial a la licuefacción es mucho menor.



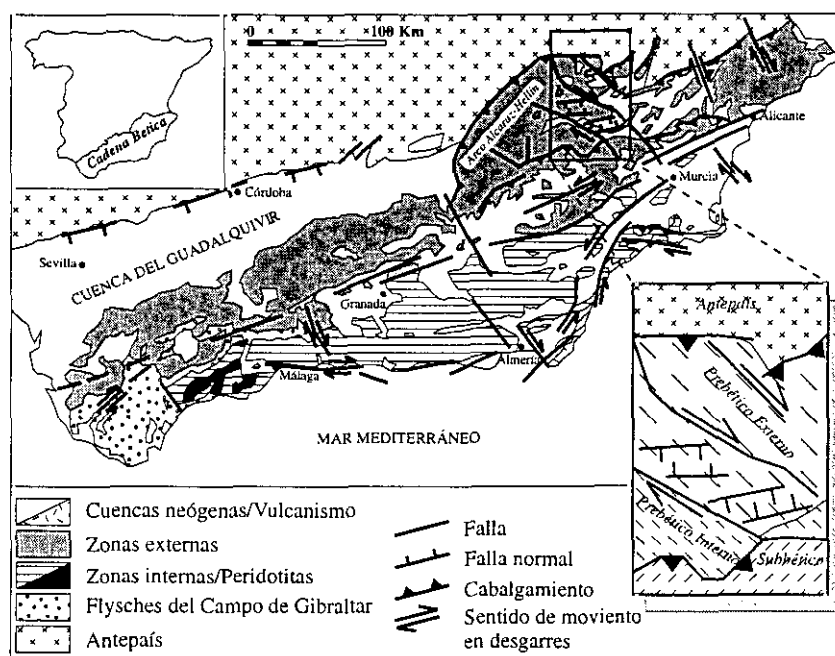




### III. Cuencas continentales lacustres del Mioceno superior en el área Prebética. Situación geográfica y geológica. Antecedentes. Contexto tectónico

#### III. 1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

El área de estudio se sitúa en el sector suroriental de la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha y el noroccidental de la de Murcia. La zona pertenece, en tres cuartas partes de su extensión, a la provincia de Albacete y un cuarto a la de Murcia. Al Sur, confluyen los relieves de dirección ibérica (NO-SE) con los de dirección bética (SO-NE). Consta de un total de 3.500 km<sup>2</sup>, repartidos entre las hojas 1:50.000 de: Peñas de San Pedro (nº 816), Pozo Cañada (nº 817), Lietor (nº 842), Hellín (nº 843), Elche de la Sierra (nº 867), Isso (nº 868), Moratalla (nº 889) y Calasparra (nº 890) (Fig. III.1).



La red fluvial está representada por sus dos ríos más importantes, el Mundo y el Segura, confluyendo, el primero con el segundo, al Norte de Calasparra. Los embalses de Talave y de Camarillas regulan el curso normal de las aguas del río Mundo, mientras que los de Fuensanta y Cenajo hacen lo propio con el Segura.



El relieve adquiere mayor importancia hacia la zona Sur del área, donde se hace presente una topografía quebrada, de acentuadas pendientes, que en Ayna ha recibido el apelativo, sin duda desproporcionado, de "la Suiza Manchega". Los relieves se ven cortados por profundos y angostos cañones excavados por los ríos Mundo y Segura, de dirección E-O en la zona occidental, para pasar a N-S en la oriental a la altura de Agramón y retornar a su antigua orientación (E-O) en Calasparra.

Desde un punto de vista geológico, el área se localiza en la zona de confluencia de la Cadena Ibérica (NO-SE) y la Bética (NE-SO). Abarca la zona suroriental de la Cordillera Ibérica y las zonas más externas de la Cordillera Bética. La Falla de Socovos-Calasparra separa los dominios del Prebético Interno (al Sur) del Prebético Externo (al Norte), con diferentes características de las facies mesozoicas y pre-neógenas. La zona de estudio se sitúa en el arco estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín (Alvaro *et al.*, 1975), en el que las directrices béticas al Oeste (SO-NE) se curvan adaptándose a las ibéricas (NO-SE) (Fig. III.1). Jerez Mir (1973) denomina a esta zona del arco Prebético Externo como "Unidad Beti-Ibérica".

El cambio de directrices se justifica por la actuación de un desgarre dextroso del zócalo, que controla la vergencia de los pliegues. La cobertera mesozoica se ve afectada tanto por los movimientos de este desgarre, como por los movimientos halocinéticos de las facies evaporíticas del Keuper, que actúan como nivel principal de despegue (Alvaro *et al.*, 1975; Elízaga *et al.*, 1984).

La orogenia alpina comenzó durante el Jurásico, con la emersión del Prebético Externo durante el Malm, karstificándose las superficies carbonáticas y siendo fosilizadas estas por la Formación Utrillas, durante el Cenomaniense Inferior (Elízaga, 1990). Durante el Cretácico Superior, el Prebético Externo permaneció como plataforma interna somera hasta el final del Cretácico, momento en el que se inician los movimientos correspondientes a la emersión de la región, la cual quedó sometida a un régimen de sedimentación continental durante todo el Terciario inferior (Elízaga, 1990).

Salvo algunas formaciones continentales de difícil datación, en cualquier caso pre-miocenas, en el Prebético Externo los depósitos terciarios más antiguos corresponden al Aquitaniense-Burdigaliense Inferior, siendo los materiales de esta edad discordantes sobre los materiales del Oligoceno Superior en el Prebético Interno. Esta discordancia corresponde a la Unidad Tecto-Sedimentaria-1 (UTS-1) de Soler *et al.* (1983), en la plataforma valenciana. El final de esta unidad coincide con el cierre del estrecho Norbético (Calvo *et al.*, 1978), durante la fase compresiva del Tortoniense Superior. Esta fase también es responsable de la estructuración del arco Cazorla-Alcaraz-Hellín. Para la UTS-4 de Soler *et al.* (1983), en el Neógeno de la plataforma valenciana, la zona queda emergida y sus características estructurales ya definidas. Se inicia la sedimentación de materiales lacustres en cuencas aisladas en el Vallesiense Superior (Elízaga, 1990). Este autor describe *slumps* en estas cuencas lacustres y los asocia a eventos sísmicos. A esto, hay que añadir la intrusión de diapiros de las facies evaporíticas del Keuper y de vulcanismo lamprofítico, este último datado en 5,7 M.a. (Bellon *et al.*, 1981).

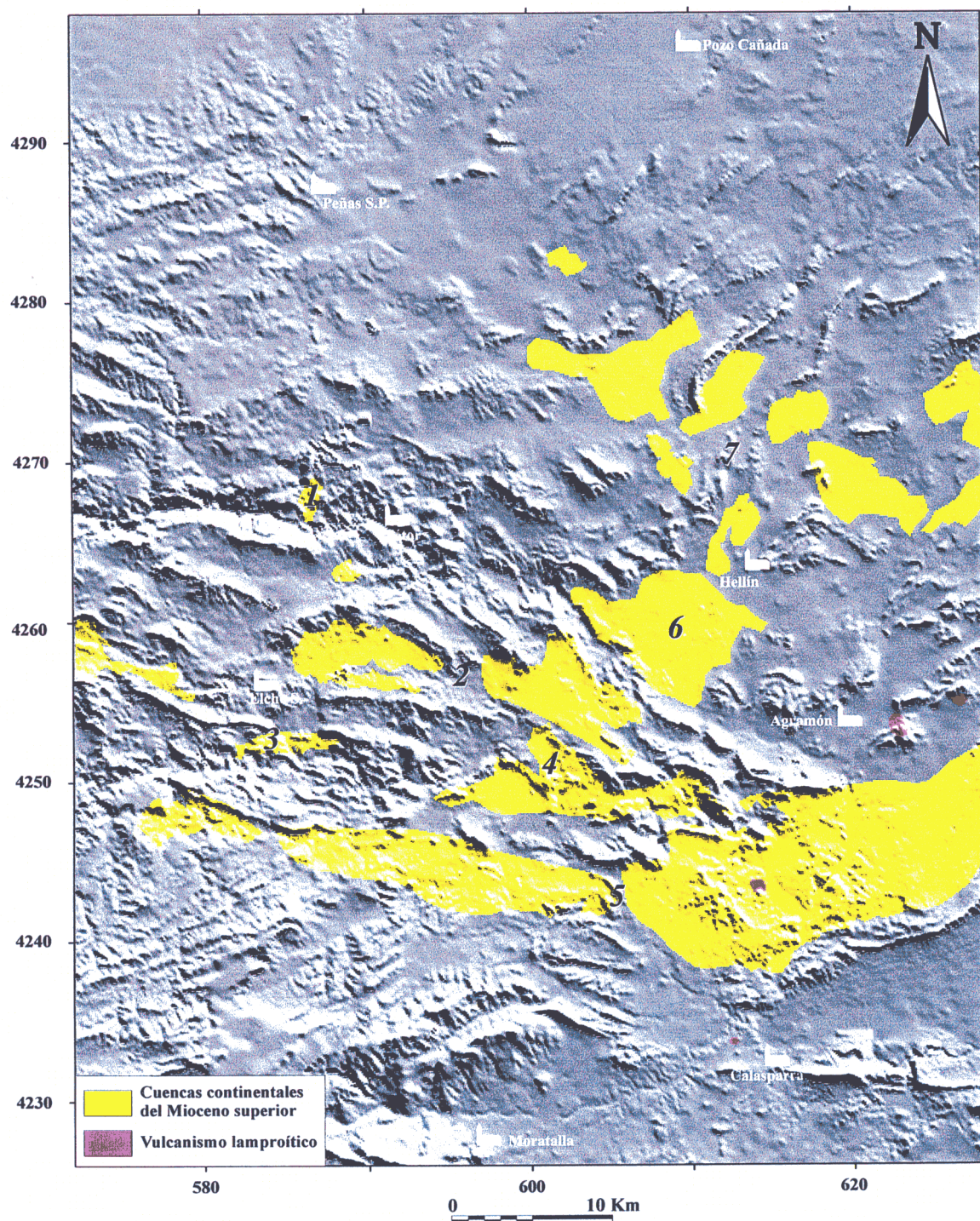


Fig. III.2. Modelo digital del terreno (iluminado desde el Norte) en el que se muestran las principales cuencas lacustres (Mioceno Superior): 1. Híjar, 2. Elche de la Sierra-Cobatillas, 3. Gallego, 4. El Cenajo, 5. Camarillas-Las Minas, 6. Cuencas de Isso y 7. Cuencas de Hellín. Coordenadas UTM en kilómetros, huso 30.





Dentro del área de trabajo se localizan varias cuencas continentales del Mioceno superior, pero las que presentan un mayor carácter lacustre se concentran en la mitad SO de la zona (Fig. III.2), esto es, entre las fallas de transferencia de Socovos-Calasparra y Liétor (Fig. III.3). Las cuencas lacustres de la mitad NE, las situadas al Norte de la falla de Liétor (Fig. III.3), tienen un marcado carácter fluviolacustre y corresponden a las cuencas de Pozohondo y Hellín (Fig. III.2). La sedimentación en estas cuencas es casi exclusivamente terrígena (arcillas, arenas y conglomerados), con algunas pasadas carbonatadas, por lo que no se han incluido dentro de la sedimentación lacustre estudiada durante este trabajo.

Las principales cuencas con sedimentación netamente lacustre son las siguientes: Camarillas-Las Minas, El Cenajo, Gallego, Elche de la Sierra-Cobatillas, Molinicos e Híjar (Fig. III.2). Pero de todas estas cuencas, las que presentan mejores afloramientos y en las que las estructuras de paleosismicidad son más abundantes son las siguientes: Camarillas-Las Minas, El Cenajo, Elche de la Sierra-Cobatillas e Híjar; siendo este el motivo por el que han recibido un mayor tratamiento.

El registro sedimentario de estas cuencas corresponde a sistemas lacustres perennes con zonas internas (marginales) y externas (abiertas) bien diferenciadas. En las zonas externas la lámina de agua tenía escasa profundidad, en torno a los 6 m. Las zonas internas de los lagos correspondían a las partes más profundas en las que se pudieron superar los 20 m de lámina de agua. Estas profundidades de lámina de agua se han deducido a partir de las relaciones geométricas de cuerpos sedimentarios en los bordes de las cuencas. La fuerte subsidencia de éstas permitió una gran acumulación de sedimentos en un tiempo relativamente corto (Vallesiense superior-Turolense), con rangos espesor que pueden oscilar entre 100 y 500 m (Elízaga, 1990).

### III. 2. ANTECEDENTES

La zona Prebética ha sido objeto de estudio de numerosos autores desde finales del siglo XIX hasta la actualidad. Aquellos trabajos iniciales de índole regional recogían los primeros datos paleontológicos y definían las grandes unidades geológicas de las Cordilleras Béticas. Será a partir de 1960 cuando se inicie una etapa de investigación muy detallada, con la realización de la cartografía geológica y de varias tesis doctorales.

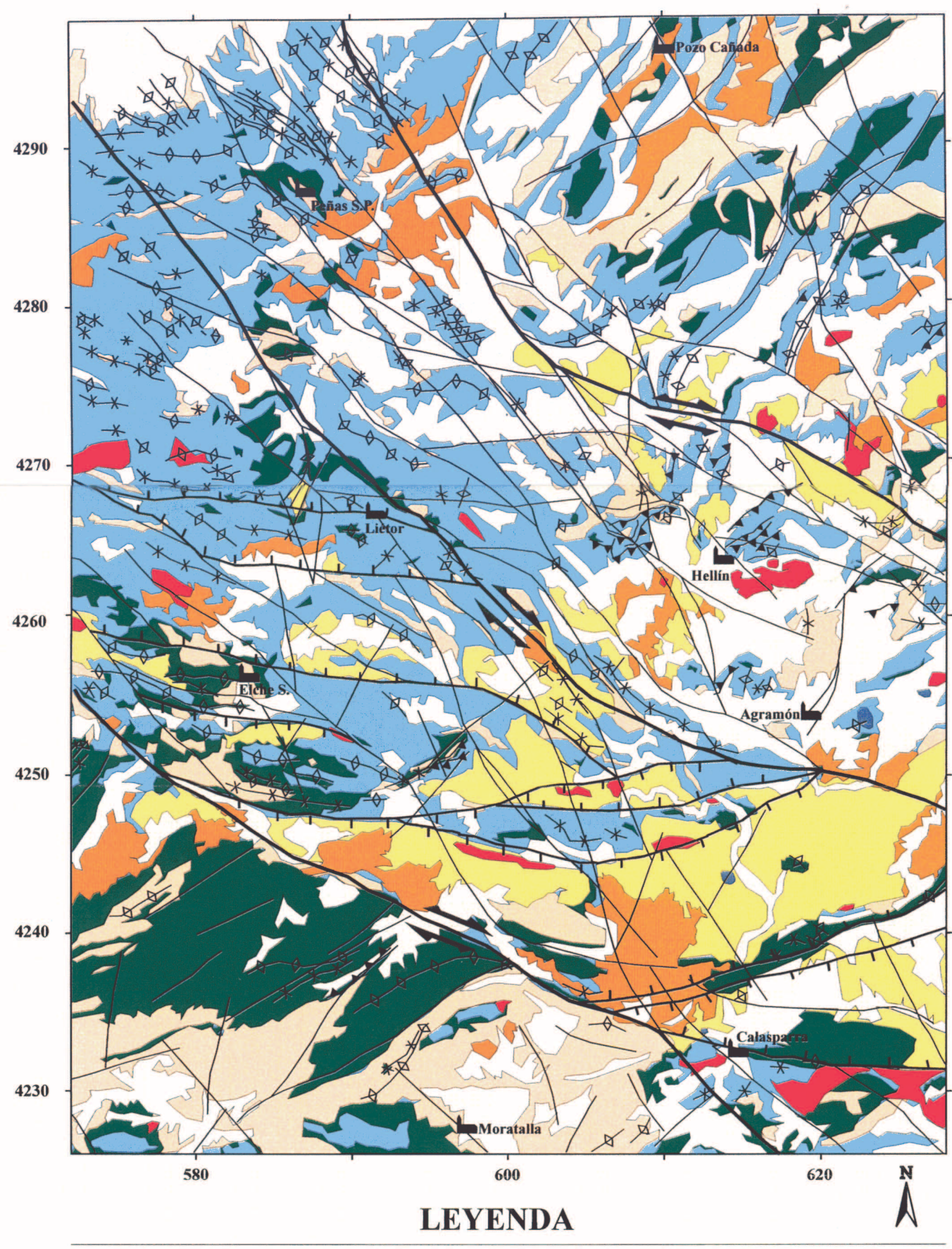
Los trabajos más antiguos corresponden a Verneuil y Collomb (1852). En ellos se citan los primeros fósiles y se recopilan datos de un área extensa.

En 1884, Mallada realiza un estudio de la provincia de Jaén, zona que se integraría con posterioridad en el área Prebética. Estas observaciones serán recogidas en 1904 en las Memorias explicativas del Mapa Geológico de España.

Los terrenos mesozoicos y terciarios de la provincia de Alicante y Sur de la de Valencia fueron estudiados por Nickles (1892).

A partir de 1927, investigadores franceses, alemanes y españoles inician estudios de conjunto de las Cadenas Béticas. En esta época Blumenthal (1930) crea el término "Prebético" para aquellas





### LEYENDA

0 10 Km

- Contacto litológico
- Falla
- Falla normal
- Desgarres principales con sentido de movimiento
- Falla inversa
- Anticlinal
- Sinclinal
- Población

CENOZOICO	CUATERNARIO		
	TERCIARIO	NEÓGENO	PLIOCENO
			MIOCENO SUPERIOR
			MIOCENO INFERIOR
TERCIARIO	CRETÁCICO		
	JURÁSICO		
	TRIÁSICO		

- Cuaternario indiferenciado
- Conglomerados y arcillas rojas
- Vulcanismo lamproítico
- Facies contientes (fluviolacustres y lacustres)
- Facies marinas
- Facies marinas y continentales
- Facies marinas
- Facies Keuper

Fig. III.3. Mapa geológico de síntesis de la zona de estudio de campo.







“porciones para autóctonas situadas entre el frente Subbético y el autóctono septentrional”.

Brinkmann y Gallwitz (1933) establecen una síntesis regional sobre el borde externo de las Cadenas Béticas entre Martos y el mar Mediterráneo. Con este trabajo quedarían definidos los primeros rasgos geológicos de la región, manteniendo vigencia actual algunas de sus observaciones.

En 1934, Staub realiza una nueva revisión de las Cordilleras Béticas y acuña el término “beti-ibérico” para aquellos terrenos que están situados al norte del Subbético (zona Prebética y Mesozoico Ibérico).

A partir de sus observaciones del Prebético y Subbético, Fallot (1948) elabora la primera síntesis coherente de las Cordilleras Béticas.

Con motivo de la elaboración del Mapa Geológico Nacional (primera serie), el Instituto Geológico y Minero de España lleva a cabo una serie de trabajos entre 1939-1955. En ellos se van perfilando los rasgos del área Prebética a escala 1:50.000.

En la década de los sesenta se produce un nuevo impulso en la investigación, con trabajos de carácter regional, que culminan en varias tesis doctorales por parte de investigadores de las Universidades de París y Granada, y trabajos de carácter específico, fundamentalmente de tipo cartográfico.

En su Tesis Doctoral, Paquet (1969) se ocupa del estudio geológico al Oeste de la provincia de Murcia. Este autor, además de estudiar el Subbético y el Prebético de este sector, establece unas “unidades intermedias” que estarían situadas entre ambas zonas.

También en un trabajo de Tesis Doctoral, Fourcade (1970, Tesis doctoral) estudia el Jurásico y Cretácico en los confines de las Cordilleras Bética e Ibérica (sudeste de España), obra interesante desde el punto de vista estratigráfico.

Desde 1960, y sobre todo en 1971, dentro de su Tesis Doctoral, Foucault centra sus investigaciones del Prebético y Subbético en la transversal de Cazorla-Huércar.

Jérez Mir (1973), con motivo de su Tesis Doctoral, realiza el estudio geológico de la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes. Diferencia varios dominios paleogeográficos en el sector por él estudiado: Prebético Externo, Prebético Interno y Unidades Intermedias.

Sanz de Galdeano (1973, Tesis doctoral) estudia la transversal de Jaén-Frailes. De los materiales del Prebético, localizados exclusivamente en las proximidades de Jaén, sólo analiza el aspecto estructural.

Azema, Champetier, Foucault y Fourcade (1975) realizan la síntesis estratigráfica y paleogeográfica del Cretácico en la parte oriental de las Zonas externas de las Cordilleras Béticas. Este estudio es el más importante en cuanto a paleogeografía del Cretácico de las Cordilleras Béticas se refiere. Con las mismas pretensiones, pero sin conseguir el alto grado de calidad científica que





posee el estudio anteriormente mencionado, Azema, Champetier, Foucault, Fourcade y Paquet (1971) realizaron anteriormente una síntesis estratigráfica y paleogeográfica del Jurásico en la parte oriental de las Zonas externas de las Cordilleras Béticas.

Rodríguez Estrella (1979, Tesis doctoral) estudia la geología e hidrogeología del sector Alcaraz-Liétor-Yeste y realiza una síntesis geológica del Prebético.

En 1978, Calvo realiza su Tesis doctoral sobre el Terciario marino (Mioceno medio) en el sector central de la provincia de Albacete.

Paralelamente a los trabajos de índole regional ya referidos, en 1971 el Instituto Geológico y Minero de España inicia la elaboración del Mapa Geológico Nacional (MAGNA) 2ª serie, E. 1:50.000. A principios de los ochenta, se editaron las primeras hojas del Mapa Geológico Nacional correspondientes al área de estudio: nº 816 (Peñas de San Pedro), nº 817 (Pozo-Cañada), nº 842 (Liétor), nº 843 (Hellín), nº 867 (Elche de la Sierra), nº 868 (Isso), nº 889 (Moratalla) y nº 890 (Calasparra). De igual manera cabe destacar el "Estudio Hidrogeológico de la comarca Cazorla-Hellín-Yecla", IGME-IRYDA (1972).

A lo largo de la década pasada se llevan a cabo trabajos específicos de datación absoluta de emisiones volcánicas y de sedimentología, petrología y geoquímica de los yacimientos de diatomita de las cuencas lacustres miocenas de la región (Calvo, 1981; Bellon *et al.*, 1981; Calvo y Elízaga, 1985, 1987; Bellanca *et al.*, 1989).

Elízaga y Calvo (1988) publican los primeros esbozos del modelo sedimentológico de las cuencas lacustres miocenas en relación con la posición y efectos del vulcanismo asociado. Este estudio ha sido ampliamente desarrollado por Elízaga (1990) en su Tesis doctoral.

### III. 3. CONTEXTO TECTÓNICO

La tectónica del área de estudio está esencialmente condicionada por el emplazamiento del Arco Estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín. Concretamente, el área de trabajo se sitúa en la banda de transferencia Norte del arco, en el sector en el que las estructuras béticas experimentan un giro en su orientación hacia el NO-SE, por la existencia de un sistema de fallas dextrosas (siendo la más importante la falla de Socovos-Calasparra) (Fig. III.1). Mientras que la banda Sur está constituida por la falla de Tiscar (Guézou *et al.*, 1991). Este arco tiene principalmente directriz bética (NE-SO). La zona oriental del arco se flexiona según una dirección E-O para girar posteriormente hacia el SE. Más hacia el Este, el Prebético vuelve a recuperar su dirección bética. La banda de deformación lateral se extiende desde la falla de Socovos-Calasparra hasta la falla de Pozohondo y, según Martín Velázquez (1996), en ella se observa que (Fig. III.3):

- Los ejes de los pliegues tienen tres orientaciones principales, una mayoritaria E-O, y otras dos minoritarias, NE-SO y NO-SE.
- Los cabalgamientos experimentan variaciones en su dirección similares a las de los pliegues, y tienen vergencias hacia el exterior e interior de la cadena.



- Las trazas de las fallas de desgarre varían entre NO-SE y ONO-ESE, aunque también se detectan algunas orientaciones NE-SO.

Los sectores nororiental (Prebético Externo) y suroccidental (Prebético interno) de la región estudiada, mantienen unas directrices béticas (ejes de pliegues y trazas de cabalgamientos orientadas NE-SO). El sector más septentrional (Cobertera Tabular Mesozoica) tiene directrices NO-SE, similares a las que aparecen en la Cordillera Ibérica (Fig. III.3).

Las principales estructuras que condicionan la geodinámica del área durante la orogenia alpina son los desgarres dextrosos que la cruzan en dirección NO-SE. Estos tres desgarres corresponden, de Norte a Sur, a las fallas de Socovos-Calasparra, Lietor y Pozohondo (Fig. III.4). Estas fallas delimitan varios dominios. La falla de Socovos-Calasparra separa el Prebético interno (al Sur) del externo (al Norte). Las fallas de Lietor y Socovos-Calasparra diferencian una zona elevada con un relieve significativo, disminuyendo hacia el SE de esta banda, donde se generan las principales cuencas lacustres (Mioceno superior) a favor de fallas normales E-O. La falla de Pozohondo constituye el límite N-E de la zona de transferencia del arco de cabalgamientos de Cazorla-Alcaraz-Hellín, disminuyendo el relieve en esta misma dirección. El movimiento de estos desgarres diestros produce desplazamientos en las trayectorias de las fallas inversas (Martín Velázquez, 1996). También se pueden observar pliegues forzados (Park, 1988), paralelos a la falla de desgarre que los ha generado, como es el caso de la falla de Lietor. Por tanto, el desarrollo de las principales cuencas lacustres del Mioceno superior, en las que se ha desarrollado este estudio, está condicionada por la actividad de estos desgarres de dirección NE-SO, que, como se verá en apartados posteriores (ver apartado VII), permanecerán activas al menos hasta el Cuaternario.

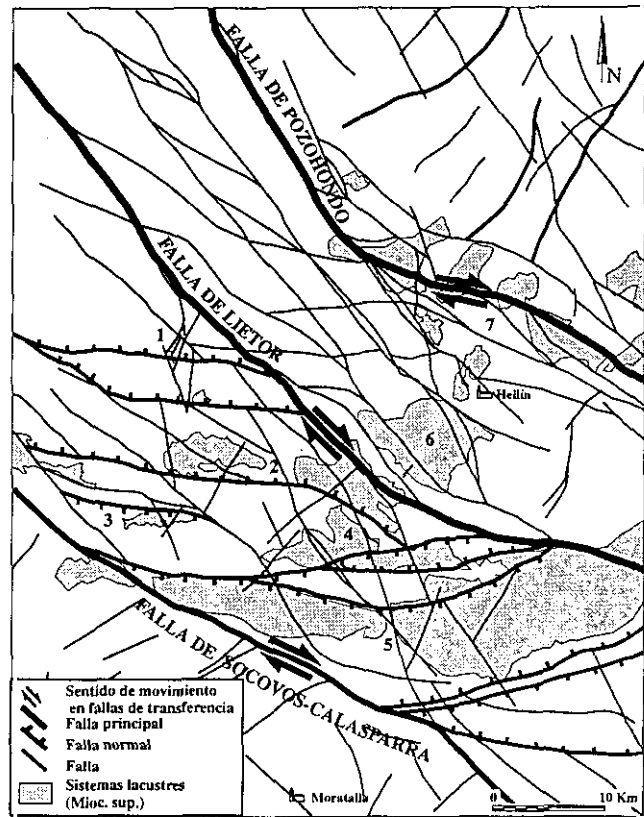


Fig. III.4. Esquema tectónico del área de estudio. 1. Cuenca de Híjar, 2. Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas, 3. Cuenca de Gallego, 4. Cuenca de El Cenajo, 5. Cuenca de Camarillas-Las Minas, 6. Cuencas de Hellín y 7. Cuencas de Pozohondo.

Además de fallas en dirección también se pueden observar fallas inversas y diferentes orientaciones en las direcciones de plegamiento. La complejidad y el desarrollo de los pliegues y



cabalgamientos se acentúan a medida que nos acercamos a la zona frontal del arco (Linares Girela y Rodríguez Estrella, 1973). En este sector, se observan retrocabalgamientos y pliegues apretados. Según Martín Velázquez (1996), sus orientaciones varían dentro de la zona de desgarre:

- a) en el dominio situado entre las fallas de Socovos-Calasparra y Liétor presentan una dirección mayoritaria E-O,
- b) en el dominio situado entre las fallas de Liétor y Pozohondo, varían entre E-O y NE-SO,
- y c) en las proximidades de la falla de Liétor, se adaptan a la dirección de ésta.

Los materiales más modernos que están incorporados en las escamas de los cabalgamientos tienen una edad Mioceno superior (Tortonense inferior). El plegamiento también llega a afectar a los materiales del Mioceno superior.

Coincidiendo con las últimas compresiones alpinas post-Serravalienses, se produce una sedimentación lacustre muy importante, que se extiende a lo largo de todo el Mioceno superior (Tortonense inferior-medio a Plioceno inferior-medio -Zancliense- (Elízaga, 1994)), en cuencas delimitadas por fallas normales (Elízaga y Calvo, 1988). A diferencia del resto de las estructuras, mantienen constantes sus direcciones, una principal aproximadamente E-O y otra minoritaria perpendicular. Por ello, la geometría de las cuencas es alargada, con su eje mayor orientado E-O. La actividad de estas fallas coincide con la etapa distensiva Tortonense que numerosos autores han definido a lo largo de todas las cordilleras Béticas (Bousquet *et al.*, 1976; Calvo, 1978; Hermes, 1985; Elízaga, 1990; Sanz de Galdeano y Vera, 1991; De Ruig, 1992; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993), aunque tienen un desarrollo generalizado en la zona estudiada, donde están mejor representadas es en el dominio delimitado por las fallas de Socovos-Calasparra y Liétor. Esta etapa extensiva está acompañada de procesos halocinéticos de los materiales de edad Triásico superior, actividad volcánica de carácter ultrapotásico y eventos sísmicos deducidos a partir de estructuras de origen paleosísmico. A partir de observaciones de campo y de análisis de paleoesfuerzos de los materiales miocenos realizados durante este trabajo, se deduce que estas fallas, tienen un carácter normal-direccional, por ello, aunque las denominen en sentido genérico como "fallas normales" en el presente trabajo, hay que tener en cuenta que tienen una gran componente de desgarre.

Una de las fallas normales más importantes del área es la falla del río Mundo. Tiene una orientación E-O, con el bloque hundido hacia el Norte y una diferencia de cotas para la misma litología entre el bloque hundido y el levantado de 300 m (no se ha podido calcular el salto real). A lo largo de su traza se produce el encajamiento del cauce del río Mundo. Aunque ha sido descrita en trabajos previos como una falla inversa (IGME, 1979; Rodríguez-Estrella, 1979), las observaciones de campo indican que se trata de una gran falla con morfología típica de una falla normal, un fuerte desarrollo de facetas triangulares sobre el plano de falla, y alineaciones diapíricas a lo largo de su traza. No se descarta, sin embargo, que en las etapas iniciales de la orogenia tuviera una componente inversa. Las observaciones de campo realizadas por Martín Velázquez (1996) indican que los planos de microfallas normales desplazan los de las fallas inversas. Su evolución puede dar, por tanto, la pauta para deducir la del resto de las fallas normales de la zona. El desarrollo de facetas triangulares sobre los planos de falla, refleja su actividad reciente (Wallace, 1984). Esta alteración es característica en escarpes de falla en materiales consolidados. En la zona de estudio,



las fallas del río Mundo, borde Norte de Camarillas y borde Sur de Calasparra constituyen buenos ejemplos de esta situación.

A continuación se pasará a describir los principales rasgos que caracterizan las fallas de desgarre, responsables de la estructuración de la zona.

**Falla de Socovos-Calasparra.** Este desgarre, de orientación ONO-ESE, es el más importante de la zona y delimita un sector al SO (Prebético Interno) en el que se mantienen las directrices béticas NE-SO, de un sector al NE (Prebético Externo) con directrices ONO-ESE. El salto en dirección de este desgarre es del orden de 35 a 40 km (Baena Pérez y Jérez Mir, 1982). Según Jérez Mir (1973), la traza de esta falla experimenta un giro en su recorrido más oriental hacia el NE. Al Oeste del punto de inflexión, dicho autor detecta un cambio brusco en los espesores de los materiales cretácicos desde el Prebético Externo al Interno, mientras que al Este la variación de potencias es gradual. Por ello, propone que esta línea representa una "falla de zócalo" que permitió la subsidencia del Prebético interno durante el Kimmeridgiense-Cenomaniense, y posteriormente rejugó como desgarre durante la etapa orogénica. Rodríguez-Estrella (1979) pone en duda el papel paleogeográfico que desempeña esta falla durante la sedimentación y subraya su "carácter profundo" a partir de las siguientes observaciones:

- 1) aparecen extrusiones de rocas volcánicas en las proximidades de Calasparra,
- 2) hay una alineación de diapiros de materiales triásicos en Fábricas de Riópar (al NO de la región de estudio),
- y 3) está asociada a mineralizaciones de cobre y zinc en las dolomías cenomanienses, en los alrededores de Fábricas de Riopar.

No es necesario recurrir a un movimiento en la vertical de dicha falla, para explicar el cambio de espesores descrito anteriormente. Es muy probable que esa fuerte variación sea el resultado del propio movimiento en dirección: zonas alejadas durante la etapa sedimentaria quedaron enfrentadas durante la etapa orogénica por el desarrollo de grandes desplazamientos horizontales. De hecho, en sectores situados más al Este, la transición entre el Prebético Externo e Interno se realiza de manera gradual (Jérez Mir, 1973). El plano real de la falla de Socovos-Calasparra no experimenta un giro en su orientación hacia el NO, sino que continúa hacia el SE. Por tanto, a partir de la configuración actual, no se puede conocer el papel real que pudo desempeñar durante el período preorogénico. Aunque no hay perfiles gravimétricos o sísmicos que constaten el desarrollo en profundidad de este desgarre, las observaciones de campo apoyan esta idea (Rodríguez-Estrella, 1979). Sin embargo, estas observaciones no se deben limitar exclusivamente a las zonas próximas al desgarre. La falla de Socovos-Calasparra, además de ser responsable de la estructuración de la zona prebética, facilita la génesis del vulcanismo ultrapotásico de toda la región. Su extensión tiene que prolongarse, aunque no como estructura frágil hasta el manto para disminuir la presión a esa profundidad, y producir la fusión de un manto flogopítico enriquecido en elementos incompatibles (Martín Velázquez, 1996).



**Falla de Liétor.** Su dirección es NO-SE y se localiza al Norte de la falla de Socovos-Calasparra dentro de la zona Prebética Externa. Ambas fallas delimitan un dominio en el que las directrices principales de plegamiento son prácticamente E-O y en el que se produce un importante desarrollo de cuencas lacustres durante el Neógeno superior (Elízaga, 1990). Desde el NO hacia el SE, se observa una disminución paulatina del relieve y un incremento en la extensión de estas cuencas. La cuenca más septentrional (Cuenca de Híjar) tiene una superficie aproximada de 3,5 km<sup>2</sup> y la más meridional (Cuenca de Camarillas-Las Minas) supera los 200 km<sup>2</sup>. A lo largo de este desgarre se produce un gran desarrollo de pliegues forzados, que se distribuyen dentro de una banda de unos 5 km de anchura (Martín Velázquez, 1996). Jérez Mir (1973) pone de manifiesto esta variación en la dirección de las estructuras y designa este dominio como Unidad Beti-Ibérica. En este trabajo, no se empleará esta nomenclatura porque su génesis no está relacionada con los esfuerzos ibéricos (Guimerá, 1988; Casas-Sainz y Simón-Gómez, 1992), sino con una zona de desgarre bética.

**Falla de Pozohondo.** Este desgarre NO-SE constituye el límite de la zona de transferencia ligada al arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín y delimita una zona al NE, en la que se vuelven a recuperar las directrices béticas, de otra al SO en la que todavía hay variaciones en la orientación de las estructuras. El dominio situado al SO se extiende hasta la falla de Liétor y en él coexisten las directrices NE-SO y las ONO-ESE. Estas dos fracturas se prolongan dentro de la Cobertera Tabular Mesozoica. Se diferencia del dominio descrito anteriormente en las menores cotas topográficas y en el menor desarrollo de cuencas lacustres.

### III. 3. 1. Evolución tectónica del área de estudio e interpretación genética de las cuencas lacustres del Prebético Externo de Albacete

Algunos trabajos realizados en la zona estudiada apuntan posibilidad de la preexistencia del arco estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín antes de la orogenia alpina. Jérez Mir (1973) y Rodríguez Estrella (1979) proponen la existencia de un arco paleogeográfico convexo hacia el Noroeste durante la etapa preorogénica. Esta etapa se caracteriza por la presencia de fracturas de zócalo que condicionan la sedimentación y permiten la diferenciación de distintos dominios dentro de la Zona Prebética (Prebético y Subbético). Este arco se desarrolla a lo largo de la orogenia alpina, con una complicada tectónica de plegamiento y mantos de cabalgamiento. En las últimas etapas, para recobrar el equilibrio después de una intensa deformación, se desarrollaron fallas de desgarre (Rodríguez Estrella, 1979), algunas de gran envergadura, como es el caso de la falla de Socovos. En cambio, Jérez Mir (1973) propone que esta falla, posiblemente de edad tardihercínica, condicionó la sedimentación durante la etapa preorogénica y posteriormente rejugó probablemente como un importante desgarre. Finalmente, tiene lugar una etapa extensiva, con la formación de fallas normales (Rodríguez Estrella, 1979).

Álvaro *et al.* (1975) plantean la posibilidad de que la estructura doblemente arqueada del arco de Cazorla sea el resultado de una importante fractura de zócalo dextrosa y de dirección NO-SE (falla de Liétor). Este accidente sería responsable de la torsión experimentada por la cobertera.



Martín Velázquez (1996) elabora una recopilación de los estudios realizados en la zona y un análisis dinámico del sistema de desgarres de la banda de transferencia Norte. Esta autora establece un nuevo modelo de la macroestructura de la zona, relacionándola directamente con el emplazamiento del arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín. Su modelo es compatible con la idea propuesta por Álvaro *et al.* (1975), en el que el sistema de fallas de desgarre de dirección NO-SE, desde la falla de Socovos-Calasparra hasta la falla de Pozohondo, constituye la zona de transferencia (*transfer fault*) oriental del arco de pliegues y cabalgamientos de Cazorla-Alcaraz-Hellín durante la orogenia alpina. Esta morfología arqueada es típica de algunos cinturones orogénicos (Himalayas, Apalaches, Cárpatos...) y está delimitada lateralmente por zonas de transferencia (Marshak *et al.*, 1992). En la Península Ibérica, se han descrito situaciones similares en el Arco de Águilas (Montenat *et al.*, 1987), el Macizo de Cameros (Casas-Sainz y Simón-Gómez, 1992) y el Sistema Central (De Vicente *et al.*, 1996). Por tanto, no hay duda al afirmar que la estructura arqueada no es una morfología heredada (Jérez Mir, 1973; Rodríguez Estrella, 1979) sino que se ha generado por procesos tectónicos (Martín Velázquez, 1996). Sus movimientos laterales son acomodados por dos franjas de transferencia: una occidental, representada por la falla de Tíscar (Guézou *et al.*, 1991), y otra oriental, con la falla de Socovos-Calasparra como accidente principal. En la región estudiada, la formación de pliegues y láminas de cabalgamiento de dirección E-O es coherente con la cinemática de un desgarre transpresivo.

Los primeros movimientos orogénicos registrados en la zona de estudio se sitúan dentro del Burdigaliense (Calvo, 1978). Hermes (1985) confirma este hecho más al Sur (Zona Subbética), y propone el denominado "paroxismo burdigaliense": momento en el que se producen las primeras compresiones en las Zonas Externas de las Béticas y se inicia el emplazamiento de los materiales de la Zona Subbética sobre los de la Zona Prebética. La dirección de los esfuerzos regionales, determinada por diversos autores para este evento, es NO-SE (Dabrio, 1973; Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). La estructura del arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín debió estar esbozada durante el Langhiense, puesto que condiciona la sedimentación marina del Mioceno medio (Calvo, 1978). Por tanto, la zona de transferencia del Prebético de Albacete debió formarse en el Burdigaliense-Langhiense. En este sector, los desgarres están orientados según dos direcciones principales, una ONO-ESE (falla de Socovos-Calasparra) y otra NO-SE (fallas de Liétor y Pozohondo). El sistema de fracturas dextrosas NO-SE es muy constante en las cordilleras Béticas (Sanz de Galdeano, 1983), mientras que el sistema ONO-ESE se localiza únicamente en la región de estudio dentro del ámbito bético. Este hecho podría indicar la existencia previa de la falla de desgarre de Socovos-Calasparra y confirmar la edad tardihercínica propuesta por Jérez Mir (1973). También se puede aseverar su carácter profundo (Jérez Mir, 1973; Rodríguez Estrella, 1979), puesto que ha absorbido los movimientos de traslación más importantes. En los estadios iniciales, la zona de desgarre debió restringirse al dominio localizado entre las fallas de Socovos-Calasparra y Liétor, puesto que los pliegues y cabalgamientos mantienen una orientación E-O muy constante. Estas directrices son "atípicas" dentro de las cordilleras Béticas, sin embargo son coherentes con la dirección de máxima compresión en la horizontal ( $\sigma_{HMAX}$ ) N018E, deducida por Martín Velázquez (1996) mediante el análisis poblacional de fallas en materiales de edad Mesozoico-Mioceno medio (Fig. III.5A). Representa una desviación del campo regional NO-SE dentro de la zona de transferencia dextrosa más septentrional del arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín. En estadios posteriores, la zona de desgarre se extendió hasta la falla de Pozohondo. Por ello, en el dominio septentrional coexisten distintas directrices.



Las últimas fases de compresión tuvieron lugar durante el Tortoniense inferior-medio, y se solapan con el inicio de una fase extensiva generalizada en las cordilleras Béticas (Calvo, 1978; Elíazaga y Calvo, 1988; Sanz de Galdeano y Vera, 1991). En la región de estudio, se observa un importante levantamiento relacionado con esta extensión: las series miocenas marinas afloran tanto en la base de las cuencas lacustres de edad Mioceno superior, como en las crestas de las lineaciones montañosas (1.300 m de altura sobre el nivel del mar en los alrededores de Peñas de San Pedro). Este levantamiento regional también queda reflejado en el paso de sedimentación marina a continental en el límite Tortoniense-Mesiniense (De Ruig, 1992). El emplazamiento de los sistemas imbricados de cabalgamientos del Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín desempeñó un papel importante en este proceso. El apilamiento continuado de láminas de cabalgamientos debió influir directamente

en la elevación antiformal del Prebético de toda la región. Guézou *et al.* (1991) han calculado un acortamiento horizontal de unos 70 km en el Prebético de Cazorla. De hecho, en este sector, los materiales miocenos marinos llegan a situarse por encima de los 2.000 m (Dabrio, 1973). En esta flexión cortical antiformal orientada E-O, se formarían las fallas normales con la misma dirección por encima de la superficie de no deformación finita. La formación de fallas normales e inversas en relación con esta superficie es explicada ampliamente por Price y Cosgrove (1990). Sin embargo, en esta extensión también debe influir el colapso generalizado del edificio bético (Van der Beek y Cloeting, 1992). En la fase orogénica, se produjo una flexura litosférica de la Placa Ibérica por la sobrecarga de los mantos de cabalgamiento de las Zonas Internas y del Subbético. Esa flexión origina el levantamiento isostático y la extensión de las zonas internas desde el Tortoniense hasta la actualidad (Van der Beek y Cloeting, 1992).

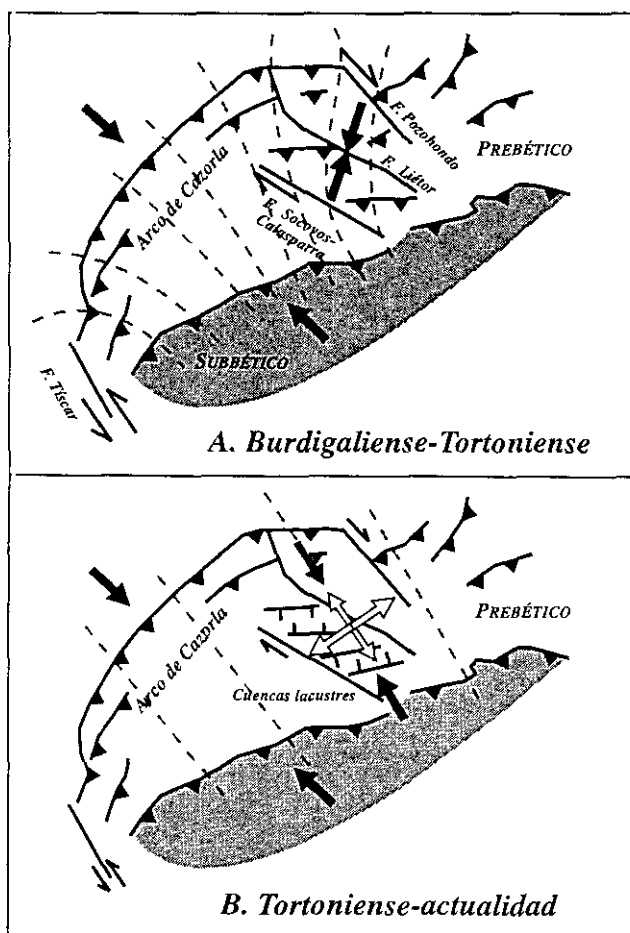


Fig. III.5. Estado de esfuerzos en la zona de estudio y su relación con el Arco de Cazorla-Alcaraz-Hellín. A) Mesozoico-Mioceno Medio y B) Tortoniense. Las flechas negras simbolizan las direcciones de acortamiento regional medias y las líneas discontinuas las trayectorias de dichas direcciones. Tomada de Martín Velázquez (1996).

En este contexto y bajo una dirección de mínima compresión horizontal N031E, deducida a partir del análisis microestructural (Martín Velázquez, 1996), se inicia la



sedimentación lacustre durante el Mioceno superior en cuencas delimitadas por fallas normales de dirección E-O (Fig. III.5B). La génesis de estas fracturas se asocia a la etapa de extensión de las Cordilleras Béticas, aprovechando zonas previas de debilidad orientadas E-O, y no a la dinámica propia de la zona de desgarre; en este sentido no son cuencas *pull-apart* asociadas al emplazamiento del arco Cazorla-Alcaraz-Hellín. La actividad relacionada con las fallas normales permite la formación de surcos con una subsidencia marcada, en los que se desarrolla una importante acumulación de sedimentos de carácter continental. Por tanto, estas cuencas pueden ser consideradas como de tipo *graben* o *semigraben* (Martín Velázquez, 1996). La fuerte subsidencia asociada a las mismas indica una importante actividad sísmica en relación a las fallas normales. Estos terremotos quedan reflejados en el registro fósil en forma de sismitas. A partir del análisis de las facies, se observa que los bordes septentrionales de las mismas son los que presentan una mayor actividad. Este hecho es patente en las cuencas de Híjar y Camarillas-Las Minas, con sistemas aluviales localizados exclusivamente en el límite Norte y progradantes hacia el Sur, y en la Cuenca de Cenajo, con un desarrollo de abanicos deltaicos más dilatado en el tiempo en el borde Norte. En cambio, en las cuencas de Gallego y Elche de la Sierra no se han reconocido este tipo de facies en sus sectores más septentrionales. Su ubicación preferente en el dominio delimitado por las fallas de Socovos-Calasparra y Liétor está relacionada con las mayores cotas topográficas alcanzadas en este sector. La traslación en este dominio ha sido algo mayor que en el delimitado por las fallas de Liétor y Pozohondo, ya que en el frente de cabalgamiento se observa un menor desplazamiento hacia el NO del bloque que delimitan estas dos fallas. Por tanto, los procesos de deformación también han sido algo más intensos, acentuándose así el relieve (Martín Velázquez, 1996).

La intensa actividad halocinética de los materiales triásicos en facies Keuper, así como la actividad magmática de carácter ultrapotásico (datado en aproximadamente 5,7 M.a. por Bellon *et al.*, 1983), son una consecuencia de esta importante etapa extensiva. La historia de emplazamiento de los cuerpos diapíricos se desarrolló a lo largo de dos episodios distintos (Rondeel y Gaag, 1986). Según estos autores, el evento más antiguo estuvo relacionado con la extensión tectónica asociada al paleomargen continental de placa durante el Mesozoico-Paleógeno. El más reciente fue posterior a la etapa de plegamiento y cabalgamiento alpinos, y contemporáneo con el vulcanismo lamprofítico. La génesis del magmatismo ultrapotásico, atípico a escala mundial, está relacionada además con las grandes fracturas de desgarre. Los principales afloramientos de estas rocas en las Cordilleras Béticas se localizan en zonas con una extensión miocena relativamente modesta. Fernández-Soler (1992) señala que la fusión de materiales mantélicos es posible en este contexto, por la existencia de megafacturas que disminuyen la presión en el manto. La potencia estimada para la corteza en este sector mediante métodos de modelización flexural, es de 34 km (Van der Beek y Cloeting, 1992). Este hecho verifica el carácter profundo de la falla de Socovos-Calasparra, y posiblemente de la de Liétor. La actividad de estas fracturas se prolonga al menos hasta el Plioceno-Cuaternario, como lo atestigua el desarrollo de pliegues forzados en materiales lacustres del Mioceno superior (falla de Liétor) y la deformación frágil reconocida en estos materiales durante el desarrollo de este trabajo (ver capítulo IV).

A partir del análisis de paleoesfuerzos en Prebético de Albacete, Martín Velázquez *et al.* (1996) obtienen cuatro estados de esfuerzos: ( $\sigma_{HMIN}$ ) N119E y N031E, ( $\sigma_{HMAX}$ ) N015E y N102E.





Estos tensores pueden representar:

- 1) Cuatro eventos tectónicos (extensión Oligoceno superior-Aquitaniense, compresión Burdigaliense-Langiense, transpresión Langhiense superior-Serravaliense y extensión radial y compresión Mioceno superior-Plioceno).
- 2) Dos fases de acortamiento con sus respectivas extensiones perpendiculares (campo 1º:  $\sigma_{HMAX}$  N015E y  $\sigma_{HMIN}$  N119E y campo 2º:  $\sigma_{HMAX}$  N102E y  $\sigma_{HMIN}$  N031E).
- 3) Una fase tectónica (campo regional NNE-SSO y campo local ONO-ESE).

Según estos autores, la historia de la deformación en la zona no es el resultado de cuatro fases de deformación distintas a lo largo del tiempo y señalan la tercera opción como la más probable.

Los datos de paleoesfuerzos en la región de estudio para el Mioceno Superior-Cuaternario tomados durante este trabajo indican una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  hacia N143E (ver capítulo IV). Esta orientación es similar a la determinada en otros sectores de las Cordilleras Béticas por diferentes autores: NNO-SSE a NNE-SSO en el Prebético de Alicante (De Ruig, 1992), NO-SE a NNE-SSO en el Arco de Águilas (Ott d'Estevou *et al.*, 1988), NO-SE en las Zonas Internas (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). La variación en la orientación de estado de esfuerzos para el Mioceno Superior-Cuaternario respecto al estado de esfuerzos deducido por Martín Velázquez *et al.* (1996) hace suponer que, en la región de estudio, el movimiento direccional ligado al sistema de desgarres se paraliza o disminuye drásticamente. Bajo el campo de esfuerzos cuaternario se trastoca totalmente la cinemática inicial de la zona de desgarre: las fallas normales E-O adquieren una componente direccional muy importante, mientras que la orientación de los desgarres (NO-SE a ONO-ESE) es la adecuada para comportarse como fallas normales y sufrir desplazamientos verticales.

Aunque los resultados de esfuerzos actuales indican que continúa la convergencia NNO-SSE entre las Placas Africana y Europea, en el entorno del Dominio de Alborán se produce simultáneamente un proceso distensivo con el eje de máxima extensión orientado NE-SO a ENE-OSO (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993) (Fig. III.6). Estas situaciones extensivas y locales para el contexto regional de placas también se observan en la zona estudiada. Actualmente, continúa la subsidencia asociada a estas fallas, pero con una componente más normal-direccional, puesto que hay importantes rellenos cuaternarios en las cuencas lacustres miocenas y un desarrollo de facetas triangulares en los planos de fallas normal-direccionales. El fuerte encajamiento de la red fluvial cuaternaria indicaría una elevación generalizada de la zona desde el Plioceno. Esta elevación es una constante en la zona Este peninsular (Janssen *et al.*, 1993), desde el Sistema Central Español hasta el mar Mediterráneo. Dicho proceso afecta a las fallas normales E-O como puede observarse a lo largo de la falla normal del río Mundo, coincidente con el trazado de dicho río. Debido a que las terrazas fluviales no están bien desarrolladas, es difícil caracterizar la neotectónica de la región. Sin embargo, los escasos afloramientos cuaternarios ofrecen buenos ejemplos de fracturación reciente (ver capítulo IV). La actividad de estas fallas también se deduce de la existencia de numerosos epicentros de terremotos y puntos de aguas termales (Rodríguez-Estrella, 1979).

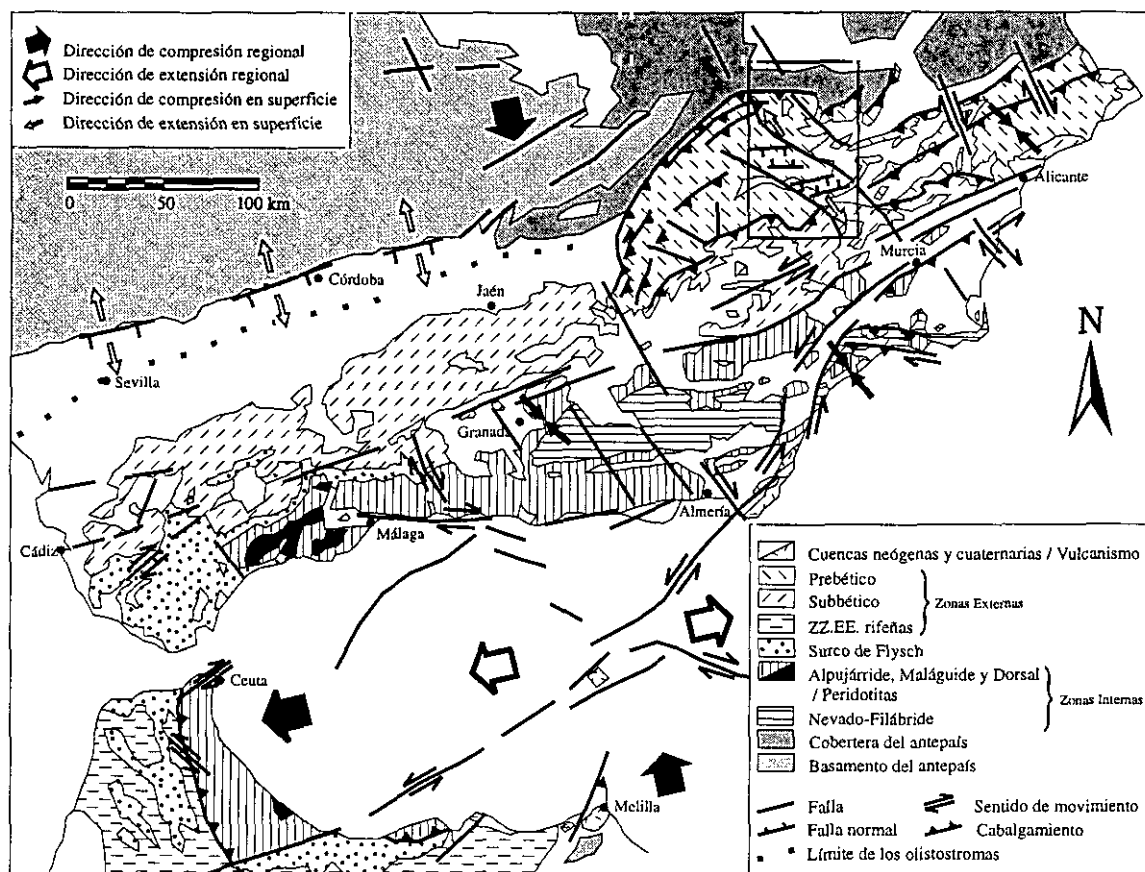


Fig. III.6. Estado de esfuerzos Reciente en el sector estudiado dentro del contexto bético-rifeño. Tomada de Martín Velázquez (1996).





## *IV. Análisis estructural. Estudio de la fracturación en materiales del Mioceno superior ~Cuaternario*

La necesidad de conocer en profundidad las fuentes sismogénicas que generan las sismitas hace que sea importante su estudio cinemático y el dinámico. Esto lleva al conocimiento de la compatibilidad del tensor de esfuerzos con las principales fallas de la zona y, por tanto, deducir cuáles son potencialmente activas durante la permanencia de dicho campo de esfuerzos. Así mismo, los sedimentos que se depositan en superficie también se ven afectados por esfuerzos que van a condicionar la génesis de estructuras de deformación. En el caso de las sismitas, el campo de esfuerzos instalado va a ser en principio el responsable del terremoto que genera la sismita y posteriormente condiciona el propio desarrollo de la estructura de deformación. Por tanto, hay que profundizar en el conocimiento de la fracturación para poder establecer todas estas relaciones, que serán útiles a la hora de discriminar el origen sísmico o asísmico de una estructura de deformación generada en sedimentos no consolidados. Una de las metodologías más extendidas para el estudio de la fracturación es la del análisis poblacional de fallas (A.P.F.), a partir de la cual se pueden obtener las características del tensor de esfuerzo así como las orientaciones de los tres ejes principales, sus magnitudes relativas y los parámetros mecánicos en el momento de la deformación.

Para la elaboración del análisis de la fracturación en la zona de trabajo se ha llevado a cabo un estudio a diferentes escalas. Se ha realizado un modelo tectónico regional mediante la interpretación de ortoimágenes de satélite, fotografía aérea, modelos digitales del terreno y toma de datos en campo, para poder estudiar posteriormente en detalle la estructura de cada cuenca (ver capítulos III y VI). Para el cálculo del campo de esfuerzos de la zona se ha realizado un análisis de la meso y microfracturación en materiales recientes. De esta manera, se ha podido estudiar la cinemática y dinámica de la zona durante el período de tiempo comprendido entre el Mioceno superior y el Cuaternario. Para la recopilación de datos de fracturación en materiales recientes (Mioceno superior-Plioceno-Cuaternario) se han llevado a cabo las siguientes tareas:

- fotointerpretación de ortoimagen de satélite a diferentes escalas: 1:250.000 y 1:100.000.
- fotointerpretación de fotografía aérea a diferentes escalas 1:33.000, 1:20.000 y 1:18.000.
- se ha realizado un mapa de síntesis geológica a escala 1:100.000 de la cartografía geológica existente (serie MAGNA 1:50.000) y modificación de la misma, en función de las observaciones realizadas en la fotointerpretación y el campo (ver figura III.3).
- toma de datos de fracturación en campo. Se tienen en cuenta las direcciones de planos de falla, buzamientos y cabeceo de la estría y, si la calidad del afloramiento lo permite, el sentido de movimiento de las mismas.

Se ha medido un total de 610 fallas en materiales del Mioceno superior - Cuaternario repartidas en 23 estaciones de medida, que se han tratado con diferentes métodos de análisis poblacional de fallas para poder contrastar las soluciones. Con este tratamiento se obtiene el campo



de esfuerzos para este período de tiempo. Los métodos de análisis poblacional de fallas que se han utilizado son los siguientes:

- Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977) (geométrico-cinemático).
- Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988) (a partir del modelo de Reches, 1983).
- Método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1978, 1983) (basado en la ecuación de Bott).
- Método de Delvaux (Delvaux *et al.*, 1992; Delvaux, 1993) (basado en la ecuación de Bott).

Una vez realizado el análisis poblacional de fallas y calculado el tensor de esfuerzos para cada estación de medida, se pasará a la elaboración de mapas de trayectorias de esfuerzos para cada campo deducido. Para el cálculo de las trayectorias de esfuerzos se ha utilizado el método de interpolación de tensores locales desarrollado por Lee y Angelier (1994) en su programa TRAJECT. Así, se ha podido determinar la evolución del campo de esfuerzos regional que ha estructurado la zona durante el Mioceno superior-Cuaternario. De esta manera, se obtienen las características locales (estación a estación) y regionales del campo de esfuerzos al realizar la interpolación de los tensores locales. Por tanto, se podrán establecer relaciones genéticas entre el campo de esfuerzos al que estaban sometidos los sedimentos, en el momento de generarse una sismita y las directrices principales que marcan estas estructuras.

#### IV. 1. MÉTODOS DE ANÁLISIS POBLACIONAL DE FALLAS (A.P.F.)

En la actualidad existen diversos métodos de análisis poblacional de fallas, que han sido clasificados por Casas *et al.* (1990) en cuatro categorías diferentes:

1. Modelo de fallas conjugadas de Anderson.
2. Métodos geométrico-cinemáticos.
3. Métodos dinámicos basados en la ecuación de Bott.
4. Métodos basados en el modelo de Reches.

El método base sobre el que se ha trabajado es el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), por su clara representación gráfica (diagramas C/B y  $E_y/K'$ ) y por tratarse de un método directo. Esto permite separar subpoblaciones de fallas compatibles con diferentes tensores de deformación. Se pueden obtener también los sentidos de movimiento de las fallas que no se hayan podido observar en el campo (De Vicente, 1988; Capote *et al.*, 1990)). El Método de los Diedros Rectos se utiliza para subpoblaciones separadas con el Modelo Deslizamiento. Los resultados de estos dos métodos son chequeados por los dos métodos restantes, basados en la ecuación de Bott (1959), Método de Inversión de Esfuerzos y Método de Delvaux. Por último, se contrastan las soluciones de los cuatro métodos, para dar el tensor de esfuerzo/deformación definitivo, el que debe adaptarse al menos a tres de estos.

El Método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), se ha utilizado en todas las estaciones y, especialmente, para determinar la orientación de paleoesfuerzos en subpoblaciones. Estas subpoblaciones se obtienen al dividir, por otros métodos, poblaciones de



estaciones polifásicas. Según De Vicente y Simón Gómez (1991), el Modelo de Diedros Rectos, como está definido, no permite solucionar el problema de eliminar fallas pertenecientes a diferentes etapas de deformación. Por tanto, se ha utilizado en estaciones monofásicas, y en polifásicas separadas en subpoblaciones monofásicas.

Con el Método de Inversión de Esfuerzos (Reches, 1978, 1983, 1992) también es posible separar subpoblaciones que se ajusten a diferentes tensores de esfuerzo, aunque suele ser menos restrictivo y agrupa subpoblaciones mayores que el Modelo de Deslizamiento, por lo que se utilizará para diferenciar diferentes tensores de esfuerzos compatibles con una misma fase de deformación (deducida por el Modelo de Deslizamiento). Es decir, se supone que con una misma "fase" de deformación se pueden generar diferentes tipos de fallas (inversas, normales y desgarres), compatibles con una misma dirección de máxima compresión en la horizontal, pero asociadas a tensores de esfuerzo diferentes. Así, una falla inversa tendrá como esfuerzo de máxima compresión en la horizontal  $\sigma_1$  (con  $\sigma_2$  en la horizontal y  $\sigma_3$  vertical), mientras que una falla normal será  $\sigma_2$  (con  $\sigma_1$  vertical y  $\sigma_3$  horizontal) paralelo al  $\sigma_1$  de la falla inversa compatible. Lo mismo ocurre para desgarres, en los que  $\sigma_1$  es horizontal pero  $\sigma_2$  vertical. Para cada uno de estos tipos de fallas obtendremos un tensor de esfuerzos diferente, que no representan necesariamente "fases" tectónicas diferentes (Sassi y Faure, 1996). Este método también calcula los parámetros mecánicos del macizo rocoso fracturado.

El Método de Delvaux (Delvaux *et al.*, 1992) utiliza un tensor previo, obtenido con el diagrama de Diedros Rectos, del que calcula la forma del tensor de esfuerzos previo y un error angular  $\alpha$  (desviación entre la estría teórica y la real). Optimiza la solución para el tensor calculado con el diagrama de Diedros Rectos, rotando dos de los ejes de esfuerzo alrededor del tercero, que permanece fijo (se pueden fijar cualquiera de los tres ejes,  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  ó  $\sigma_3$ , en función de lo que más interese, dependiendo del tipo de falla). La metodología aplicada es similar a la desarrollada para el Método de Inversión de Esfuerzos. La principal ventaja de este método es que se tiene un mayor control sobre los resultados finales, por poder tener en cuenta otros datos microestructurales (estilolitos y grietas de tracción) y por poder optimizar las soluciones en función de los diferentes parámetros que definen el tensor de esfuerzos (orientación, forma, magnitud relativa del tensor y de sus componentes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ).

Con este tipo de métodos no es posible calcular la magnitud real del tensor de esfuerzos; tan solo sería posible calcular la magnitud real del principal esfuerzo en la vertical si se conoce la presión litostática durante la deformación (Angelier, 1989)

#### IV. 1. 1. Modelo de Deslizamiento

Reches (1983) define el Modelo de Deslizamiento para explicar el proceso de fracturación en condiciones verdaderamente triaxiales. Basándose en el criterio de fractura de Navier-Coulomb, explica la orientación de fracturas conjugadas bajo elipsoides de deformación triaxiales. Demuestra que, para un número suficiente de planos de debilidad en la roca (también fallas de neoformación), las fallas se disponen según una simetría ortorrómbica (dos direcciones con buzamientos opuestos) (Fig. IV.1), que es la que mejor disipa la energía durante la deformación frágil. El Modelo de

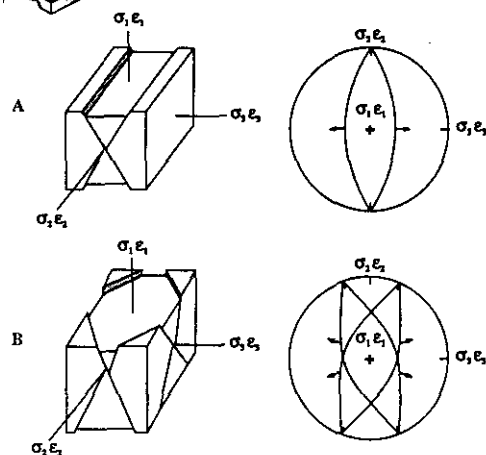


Fig. IV.1. Simetrías del modelo de deslizamiento para: a) deformación plana (Modelo de Anderson) y b) deformación triaxial (De Vicente, 1988).

Deslizamiento (De Vicente, 1988) establece una serie de ecuaciones que relacionan la forma del elipsoide de deformación  $K'$  ( $K' = e_y / e_z$ , siendo los  $e_i$  los ejes principales de deformación) y el ángulo de rozamiento interno en el momento del deslizamiento ( $\phi$ ), con los datos angulares de fallas tomados en el campo (sentido de buzamiento, buzamiento y cabeceo de la estría). Este método clasifica las fallas en función de  $K'$  y de la dirección de máximo acortamiento en la horizontal (Dey).

Para que se produzca deslizamiento, asume que hay que vencer una resistencia cohesiva y friccional y las condiciones que han de cumplirse para que el método sea válido son las siguientes:

- 1) el terreno ha de tener un número elevado de discontinuidades previas a la deformación, dispuestas aleatoriamente
- 2) la deformación se acomoda por el deslizamiento de unos pocos planos de falla, los cuales, requieren una disipación mínima de energía para mantener el deslizamiento durante la deformación
- 3) la deformación es homogénea (existe un número suficientemente elevado de fallas de cada conjunto)
- 4) la resistencia al deslizamiento en los planos de falla sigue la ley de Navier-Coulomb, es decir hay una resistencia cohesiva y friccional
- 5) existe una coincidencia entre los ejes principales de esfuerzo y deformación. La distribución de los ejes de esfuerzo es homogénea
- 6) uno de los tres ejes principales de la deformación es vertical ( $e_z$ ).

El modelo relaciona matemáticamente la forma del elipsoide de deformación ( $K'$ ) y el ángulo de rozamiento interno ( $\phi$ ) en el momento del deslizamiento con los cosenos directores del plano de falla y las estrías de fricción. Expresando  $K'$ :

$$K' = e_y / e_z \quad [IV.1]$$

donde  $e_z$  es el eje de deformación vertical y  $e_y$  el eje de máximo acortamiento en la horizontal (o mínima extensión). En el caso de que la deformación sea frágil, no hay cambio de volumen,  $e_x = -(e_y + e_z)$ .

De Vicente (1988) relaciona  $K'$  y  $\phi$ , por medio de una serie de ecuaciones, con los valores angulares de las fallas medidas en el campo. De esta manera, tenemos que:

$$\phi = \text{Arcosen} ((2\text{sen}^2 B - P - 1) / (1 - P))^{1/2} \quad [IV.2]$$



siendo  $\phi$  = ángulo de rozamiento interno de la roca fracturada

$$P = \sin^2 B \cos^2 C$$

$C$  = cabeceo de la estría sobre el plano de falla

$B$  = buzamiento del plano de falla

Si desde esta ecuación se obtiene que  $\phi > 0$ , entonces  $e_z$  (eje principal vertical de la deformación) tiene carácter de acortamiento (fallas normales); mientras que si  $\phi < 0$  la falla sería inversa. En este caso se toma  $|\phi|$ . El resto de las ecuaciones a aplicar son distintas para estos dos tipos de fallas.

Para fallas normales:

$$K' = P / (1 - P) \quad [IV.3]$$

$$S = 2 \text{Arcsen} (K' / \tan^2 B)^{1/2} \quad [IV.4]$$

siendo:

$K = (e_y/e_x)$ , con  $e_y$  horizontal y  $e_y > e_x$

$S$  = ángulo de separación en el plano horizontal de las dos familias de fallas con buzamientos contrarios.

La dirección de la componente mayor de la deformación en la horizontal ( $e_y$ ), Dey se obtiene a partir de la dirección de la falla ( $D$ ) según:

$$\text{Dey} = D \pm (90 - S/2) \quad [IV.5]$$

Para fallas inversas:

$$K' = -1 / (1 - P) \quad [IV.6]$$

$$S = 2 \text{Arcsen} (K' + 1 / -\tan^2 B) \quad [IV.7]$$

$$\text{Dey} = D \pm S/2 \quad [IV.8]$$

Mediante estas ecuaciones y los datos medidos en campo (dirección, buzamiento y cabeceo de la estría), se obtiene para cada falla observada un valor de rozamiento interno de  $\phi$ , y otro valor de  $K'$  que da la forma del elipsoide de deformación y por tanto el tipo de falla asociada. Además nos indica la orientación del máximo acortamiento horizontal (de Dey). Todas estas relaciones angulares se muestran en el diagrama  $e_y/K'$  (Fig. IV.2). Los tipos de elipsoides de deformación en relación a  $K'$  se muestran en la tabla IV.1.

Si enfrentamos los posibles valores de Cabeceo ( $C$ ) y Buzamiento ( $B$ ) de una falla, resultan cuatro campos de posibles relaciones  $C/B$  que definen tipos de falla diferentes. Es el Diagrama Cabeceo-Buzamiento (Fig. IV.3). En este gráfico, las áreas 1 y 3 presentan fallas con mayor



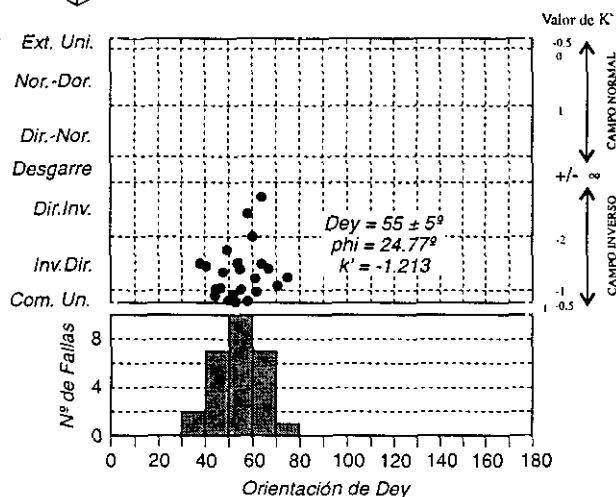


Fig. IV.2. Diagrama Ey/K'. Se representa la dirección de Dey y la K'.

movimiento según la dirección (cabeceos bajos con buzamientos altos), mientras que las zonas 2 y 4 tienen movimientos más importantes según la máxima pendiente del plano de falla (cabeceos altos). Las áreas 1 y 2 corresponden a fallas con  $e_z$  de acortamiento (fallas normales), mientras que las 3 y 4 lo son de fallas inversas ( $e_z$ , extensivo). Este ábaco permite un examen rápido de los posibles tipos de fallas medidos.

Los casos extremos ( $B=90$ ,  $C=90$ ) se corresponden con los elipsoides de tipo "deformación plana" ( $e_2=0$ ), para los que sólo aparecen dos familias de fallas. Es el conocido modelo de fracturación de Anderson (1951) (Fig. IV.1A).

Al ser un método directo, cada falla aporta una solución; por ello también emplearemos el diagrama e/K, que enfrenta los posibles valores de K (es decir, los tipos de fallas) con la dirección de máximo acortamiento horizontal (Dey).

	$K' = +\infty$	Deformación por cizalla pura	( $e_z = 0$ ; $-ex = ey$ )	DESGARRES (deformación plana)
SECUENCIA NORMAL	$+\infty > K' > 1$	Deformación por cizalla con componente extensional	( $-ex > ey > ez$ )	DESGARRES NORMALES
	$K' = 1$		( $-ex > ey = ez$ )	
	$1 > K' > 0$	Deformación extensional con componente de cizalla	( $-ex > ez > ey$ )	Fallas NORMAL DIRECCIONALES
	$K' = 0$	(deformación plana)	( $-ex = ez$ ; $ey = 0$ )	
	$0 > K' > -0,5$	Deformación extensiva radial	( $ez > -ex > -ey$ )	Fallas NORMALES
SECUENCIA INVERSA	$K' = -0,5$	Deformación extensiva radial pura	( $ez > -ex = -ey$ )	
	$K' = -0,5$	Deformación compresiva radial pura	( $-ez > ex = ey$ )	
	$-1 > K' > -0,5$	Deformación compresiva radial	( $-ez > ey > ex$ )	Fallas INVERSAS
	$K' = -1$	(deformación plana)	( $-ez = ey$ ; $ex = 0$ )	
	$-2 < K' < -1$	Deformación compresiva con componente de cizalla	( $ey > -ez > -ex$ )	Fallas INVERSO DIRECCIONALES
	$K' = -2$		( $ey > -ex = -ez$ )	
	$-\infty < K' < -2$	Deformación por cizalla con componente compresional	( $ey > -ex > -ez$ )	DESGARRES INVERSOS
	$K' = -\infty$	Deformación por cizalla pura	( $ey = -ex$ ; $ez = 0$ )	DESGARRES (deformación plana)

Tabla. V.1. Tabla de tipos de elipsoide de deformación K' para el modelo de deslizamiento.

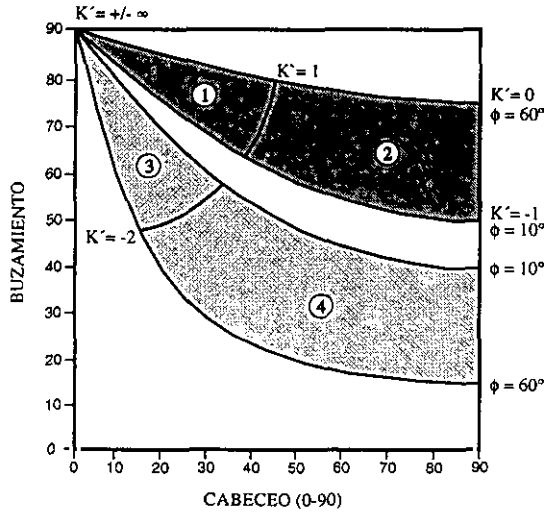


Fig. IV.3. Diagrama C/B. 1) Desgarres normales, 2) normal direccionales, 3) desgarres inversos, 4) inverso direccionales.

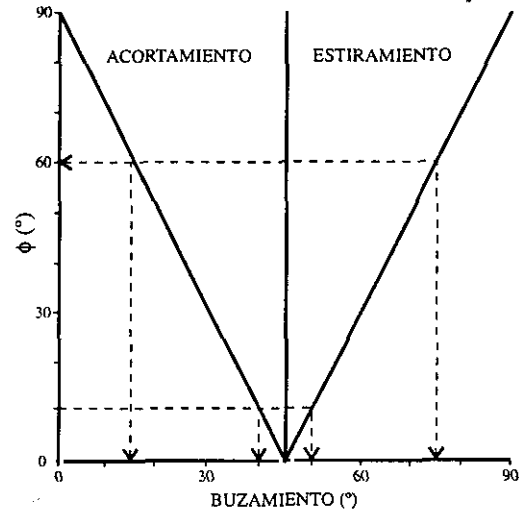


Fig. IV.4. Relación entre el buzamiento y  $\phi$  para el caso radial (De Vicente, 1988).

Para los elipsoides de tipo triaxial, es decir, cuando coexisten dos ejes de acortamiento y estiramiento en la horizontal (radial si  $e_x = e_y$ ), las ecuaciones se simplifican siendo directamente proporcional el buzamiento al ángulo de rozamiento interno ( $\phi$ ) (Fig. IV.4). Este diagrama consiste en la representación del buzamiento y orientación de las fallas en función de  $K'$  y de  $\phi$  para las distintas secuencias.

Por último, este método posibilita elegir el plano de falla de los dos planos nodales de un mecanismo focal de un terremoto. Si conocemos la orientación de estos planos, así como la de los ejes P y T, resulta posible discriminar qué relación C-B de cada plano nodal corresponde a una falla "inversa" o a una falla "normal". Dependiendo del tipo de mecanismo focal elegiremos una u otra posibilidad (Capote *et al.*, 1991).

#### IV. 1. 2. Método de los Diedros Rectos

Creado en 1972 por Pegoraro, fue puesto en práctica mediante ordenador por Angelier y Mechler en 1977. Calcula para cada dirección del espacio el porcentaje de fallas (o porciones de estas) que han quedado en los diedros en compresión y en los de extensión al dibujar el mecanismo focal de cada falla. La orientación del tensor de esfuerzos que se obtiene es la media realizada para las zonas en compresión ( $\sigma_1$ ) y extensión ( $\sigma_3$ ). Es necesario conocer el sentido de movimiento de cada plano de falla. Puede aplicarse también de forma directa a mecanismos focales de terremotos. Se traza un plano auxiliar perpendicular a la estría de deslizamiento para dividir la semiesfera en cuatro diedros rectos. La aplicación mediante ordenador calcula, para cada dirección del espacio, el porcentaje de fallas en relación con las cuales ésta ha quedado incluida en el diedro de extensión; el valor máximo correspondería a la posición óptima del eje de extensión, y el mínimo al de



compresión (Casas *et al.*, 1990) (Fig. IV.5).

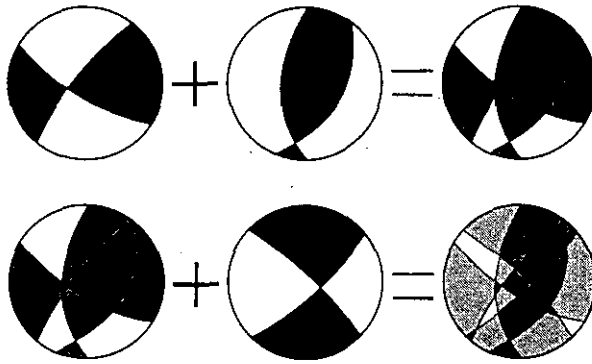


Fig. IV.5. Esquema gráfico del método de los Diedros Rectos para tres fallas (modificada de De Vicente *et al.*, 1992).

De Vicente *et al.* (1992) demuestran que la suma de los diagramas de dos poblaciones de fallas con distintas características (por ejemplo, inversas más desgarres) produce la aparición de ejes aparentemente inclinados, producto de la adición de dos diagramas originados bajo la acción de un elipsoide con un eje vertical común. Utilizan las simetrías que produce el Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983) para demostrarlo. También se ofrece una clasificación de los tipos de figuras de interferencia de diagramas de diedros rectos que se producen al sumar fallas de características diferentes originadas bajo un mismo evento deformativo.

#### IV. 1. 3. Métodos basados en la ecuación de Bott

Bott (1959) determinó que la orientación de la máxima componente de cizalla ( $\Gamma$ ) sobre un plano preexistente es función de dos parámetros, la orientación de este con respecto a los ejes principales de esfuerzo y la forma del elipsoide de esfuerzos. De esta manera, tenemos que, siendo  $R'$  la forma del elipsoide de esfuerzos:

$$\tan \theta = (n / l m) (m^2 - (1 - n^2) R') \quad [IV.9]$$

$$R' = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x) \quad [IV.10]$$

donde:  $\theta$  = cabeceo de la estría sobre el plano de falla.

$l, m, n$  = cosenos directores del plano de falla.

$\sigma_z$  = esfuerzo principal en la vertical.

$\sigma_y$  = esfuerzo principal máximo en la horizontal.

$\sigma_x$  = esfuerzo principal mínimo en la horizontal.

Normalmente se utiliza  $R$  y no  $R'$  para definir la forma del elipsoide. El parámetro  $R$  expresa la magnitud relativa de los tres ejes de esfuerzo ( $\sigma_1, \sigma_2$  y  $\sigma_3$ ). Por definición, debe estar siempre comprendido entre 0 y 1. En general, valores entre 0 y 0,33 implican que  $\sigma_1 \gg \sigma_2 \approx \sigma_3$ ; con un valor entre 0,33 y 0,66 tenemos que  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ; y entre 0,66 y 1  $\sigma_1 \approx \sigma_2 > \sigma_3$ .  $R$  viene definido por la relación:

$$R = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) \quad [IV.11]$$

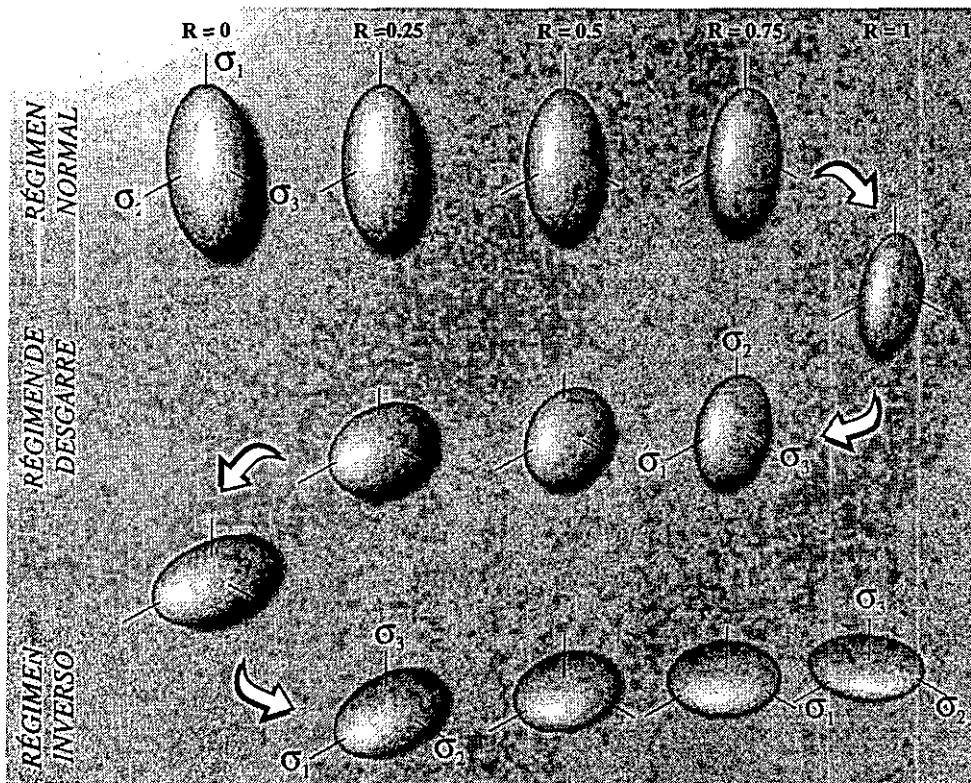


de tal modo que según sea el valor de  $R'$ , varía el tipo de elipsoide y, por tanto, el régimen de esfuerzos (Tabla IV.2) (Fig. IV.6).

$R'$	TIPOS DE EJES	RÉGIMEN DE ESFUERZOS
$R' \rightarrow -\infty$	$\sigma_y = \sigma_x > \sigma_z$	COMPRESIÓN RADIAL
$R' < 0$	$\sigma_y > \sigma_x > \sigma_z$	COMPRESIÓN TRIAXIAL
$R' = 0$	$\sigma_y > \sigma_x = \sigma_z$	COMPRESIÓN UNIAXIAL
$0 < R' < 1$	$\sigma_y > \sigma_z > \sigma_x$	DESGARRE
$R' = 1$	$\sigma_z = \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN UNIAXIAL
$R' > 1$	$\sigma_z > \sigma_y > \sigma_x$	EXTENSIÓN TRIAXIAL
$R' \rightarrow +\infty$	$\sigma_z > \sigma_y = \sigma_x$	EXTENSIÓN RADIAL

**Tabla IV.2.** Clasificación del régimen de esfuerzos en función del valor de  $R'$  y las magnitudes relativas de los tres ejes principales de esfuerzo.

Esta ecuación explica la activación de planos preexistentes cuando sean sometidos a un nuevo campo de esfuerzos.



**Fig. IV.6.** Representación tridimensional de los elipsoides de esfuerzo en función de su factor de forma ( $R$ ).



#### IV. 1. 3. 1. Método de inversión de esfuerzos

Reches (1987) desarrolla el Método de Inversión de Esfuerzos, que posteriormente mejora (Reches, 1987, 1992). El método permite obtener la orientación y magnitudes relativas del tensor de esfuerzos, teniendo en cuenta el criterio mecánico de Navier-Coulomb y la ecuación de Bott (1959). Asume que la deformación se produce bajo condiciones relativamente uniformes (cohesión y fricción se representan por sus valores medios) y que el deslizamiento se produce en la dirección de máximo esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla, o normal a la dirección de esfuerzo o cizalla nulo. Con este método se obtiene la orientación en el espacio del tensor de esfuerzos, que explica el mayor número de fallas posibles. Su principal ventaja, con respecto al resto de los métodos de análisis poblacional de fallas, es que proporciona los parámetros relativos a la fracturación, tanto para fallas neoformadas (cohesión ( $C_0$ ) y coeficiente de fricción interna ( $\mu_0$ )) como para fallas reactivadas (resistencia cohesiva al deslizamiento ( $C_w$ ) y coeficiente de fricción ( $\mu_w$ )). El método asume que:

- 1) el deslizamiento se produce en la dirección del máximo esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla, o perpendicular a la dirección de esfuerzo de cizalla nulo. Esta premisa la tienen también en cuenta otros métodos previos basados en la ecuación de Bott (1959)
- 2) las magnitudes de esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) y de esfuerzo de cizalla ( $\Gamma$ ) satisfacen el criterio de Navier-Coulomb:

$$|\Gamma| = C + \mu \sigma_n \quad [IV.12]$$

- 3) las fallas pueden ser reactivadas o de neoformación
- 4) el deslizamiento se produce bajo condiciones mecánicas relativamente uniformes: la cohesión y los coeficientes de fricción de las fallas se representan por sus valores medios, habiéndose activado bajo un estado de esfuerzos uniforme.

Reches (1987), demuestra que el resto de los métodos basados en la ecuación de Bott (1959) calculan una solución única para un coeficiente de fricción nulo ( $\mu = 0$ ), ya que, en todos los casos estudiados, observa un aumento no lineal del error cuadrático entre la estría teórica y la estudiada con el coeficiente de fricción ( $\mu$ ). Muñoz Martín (1993) confirma esta demostración con el tratamiento de un total de 500 estaciones de fallas con los diferentes métodos citados anteriormente.

Según Reches (1987), la elección del tensor de esfuerzos ha de satisfacer que:

- 1) el coeficiente de fricción ( $\mu$ ) sea lo más próximo posible a 0,8 (Byerlee, 1978).
- 2) los ángulos de desviación entre los ejes de deslizamiento y ejes principales observados y calculados han de ser mínimos.
- 3) la cohesión principal ha de ser resistente al deslizamiento ( $C > 0$ ).

El método de cálculo de las soluciones proporciona el tensor que minimiza el vector residual ( $R_s$ ):

$$R_s = (A * D) - F \quad [IV.13]$$



en el que:

A = matriz calculada de los datos de deslizamiento.

D = vector del tensor de esfuerzos.

F = vector calculado a partir del esfuerzo vertical,  $\mu$  y C.

Para un conjunto de "k" fallas,  $R_s$  tiene 2k términos (desde  $r_{s\ 1k}$  hasta  $r_{s\ 2k}$ ). La exactitud de la solución viene reflejada por la raíz de error cuadrático medio (RMS):

$$RMS = (\sum r_{s\ k}^2 / 2k)^{1/2} \quad [IV.14]$$

donde  $r_k$  es el residual de la falla n° k.

El error cuadrático medio es una estimación de la desviación estándar para el mejor ajuste. Como las magnitudes y orientaciones de los esfuerzos principales no dependen linealmente de F, el método calcula tres grupos de soluciones ( $F$ ,  $F_1$  y  $F_2$ ) para cada  $\mu$  seleccionado:

$$F_1 = F + RMS \quad [IV.15]$$

$$F_2 = F - RMS \quad [IV.16]$$

La principal novedad que aporta este método es que permite seleccionar una solución del total para cada uno de los coeficientes de fricción utilizados.

#### IV. 1. 3. 2. Método de Delvaux

El Método de Delvaux (Delvaux *et al.*, 1992; Delvaux, 1993), basado en la ecuación de Bott (1959), propone un modelo para fallas de deslizamiento oblicuo, considerando una masa rocosa con planos de debilidad preexistentes. Estos planos deben moverse antes de la génesis de nuevos planos, cuando el esfuerzo de cizalla supere la cohesión de los planos de anisotropía. Es un método numérico de cálculo de paleoesfuerzos que realiza el mejor ajuste posible para poblaciones de fallas con estrías. El tensor debe minimizar la función que compara las estrías reales medidas de las teóricas o calculadas por el método. Es necesario conocer los sentidos de movimiento para el cálculo tensorial y la relación esfuerzo/deformación basada en la ecuación de Bott (1959). El tensor de esfuerzos calculado queda representado por la orientación del mismo y dos relaciones, forma del tensor de esfuerzo (R) y magnitud del tensor de esfuerzo ( $F_i$ ), obteniéndose las magnitudes relativas de los tres ejes principales de esfuerzo ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ).

El método utiliza un gran número de parámetros que dan una idea de la calidad del tensor calculado y el número de constantes que han de ser definidas antes del cálculo. Estos parámetros son los siguientes (Stapel y Moeys, 1994):

$\sigma_1$  : eje de esfuerzo principal máximo

$\sigma_2$  : eje de esfuerzo principal intermedio

$\sigma_3$  : eje de esfuerzo principal mínimo

$\sigma_n$  : esfuerzo normal



$\sigma_s$  : esfuerzo de cizalla  
 $\sigma_i$  : esfuerzo isotrópico  
 $\sigma_v$  : esfuerzo vertical  
 $\sigma_t$  : esfuerzo total  
R : forma del tensor de esfuerzos  
Fi : magnitud del tensor de esfuerzos  
COH : cohesión  
 $\mu$  : coeficiente de fricción interna  
 $\theta$  : ángulo entre el esfuerzo principal máximo y el plano de falla  
 $\phi$  : ángulo de fricción interna  
 $\alpha$  : desviación del deslizamiento  
CD : cuantía de la desviación  
 $\delta$  : desviación de planos conjugados

### Método de cálculo de paleoesfuerzos

La ecuación de Bott (1959) expresa la dirección inicial de deslizamiento sobre un plano, si el deslizamiento inicial es paralelo a la dirección de máximo esfuerzo de cizalla sobre el plano de falla. Para que esto se cumpla se debe considerar una isotropía de cohesión en todas las direcciones contenidas en el plano. El modelo está propuesto para fallas de deslizamiento oblicuo, considerando una masa rocosa con planos de debilidad preexistentes. Estos planos deben moverse antes de la génesis de nuevos planos, cuando el esfuerzo de cizalla supere la cohesión de los planos de anisotropía.

El esfuerzo total sobre un plano es la suma de los vectores correspondientes al esfuerzo normal ( $\sigma_n$ ) y de cizalla ( $\sigma_s$ ). Por tanto,  $\sigma_s$  es la diferencia entre el esfuerzo total ( $\sigma_t$ ) y  $\sigma_n$ . Para dar el estado de esfuerzos en un determinado plano,  $\sigma_n$  se puede calcular utilizando la ecuación de Cauchy (Means, 1979). La dirección de las estrías en los planos de falla depende de la orientación de estos con respecto al elipsoide de esfuerzos y la forma de éste (Smid y Heijke, 1987). Esta relación entre  $\sigma_n$  y  $\sigma_s$  hace posible el cálculo de los componentes del tensor de esfuerzos si se dan las orientaciones de estrías en otros planos de diferente orientación.

El método asume que:

- los datos se han separado previamente en subpoblaciones monofásicas de deformación, antes del cálculo tensorial
- los episodios de deslizamiento para diferentes planos de falla deben de ser independientes unos de otros, lo cual es difícil de comprobar en la práctica
- la deformación ha de ser totalmente frágil
- no debe de existir rotación o cambios de orientación de los bloques durante la deformación.

Delvaux (1993) utiliza el Método de los Diedros Rectos como primera aproximación para el cálculo tensorial a partir del método propuesto por Angelier y Mechler (1977).



## Método de optimización de la dirección de cizalla

Esta parte del método calcula la mejor opción posible para  $\sigma_s$  (dirección y sentido) para cada plano de la población. Después del cálculo de  $\sigma_s$  las fallas son clasificadas según la orientación de éste sobre el plano. La clasificación consta de los siguientes grupos: conjugadas, reactivadas, no activadas y rechazadas. Los planos rechazados tienen un ángulo de rozamiento interno ( $\phi$ ) inferior al ángulo de rozamiento mínimo.

La optimización de la orientación de los ejes principales de esfuerzo ( $\sigma_1, \sigma_2$  y  $\sigma_3$ ), se realiza por la rotación sucesiva de dos de ellos alrededor de uno que permanece fijo (se puede fijar cualquiera de los tres dependiendo del tipo de población). La función de paleoesfuerzos es cotejada para siete ángulos de rotación calculándose la curva de regresión. La forma del tensor de esfuerzos (R) también es cotejada para siete valores diferentes y optimizada de la misma forma que los ejes de esfuerzo, calculando la curva de regresión para R.

El cálculo de paleoesfuerzos asume que se debe cumplir el criterio de Mohr-Coulomb para que se produzca deslizamiento en una falla. Por medio del círculo de Mohr se representa el estado de esfuerzos en una roca y la magnitud relativa de los tres ejes principales de esfuerzo. Si la falla queda por debajo de la línea de fricción ésta no se activa; si se encuentra entre la línea de fricción y la envolvente, es reactivada y si está en la envolvente es neoformada. La expresión de la envolvente para el círculo de Mohr corresponde a la ecuación del criterio de rotura de Navier-Coulomb.

## Definición de parámetros

- 1-Orientación de los ejes principales de esfuerzo ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ): la orientación de estos tres ejes perpendiculares determina el movimiento del sistema de fallas. Uno de los tres ejes debe de estar lo más vertical posible, cerca de la superficie terrestre los esfuerzos tangenciales están ausentes y la mayoría de los esfuerzos en la vertical son originados por la carga litostática y esfuerzos tectónicos desviáticos (Anderson, 1951). Se debe cumplir la relación  $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$ .
- 2-Forma del tensor de esfuerzo (R): expresa la magnitud relativa de los tres ejes de esfuerzo.
- 3-Dimensión del tensor de esfuerzos (Fi): representa la magnitud relativa entre el esfuerzo máximo ( $\sigma_1$ ) y el mínimo ( $\sigma_3$ ):

$$Fi = \sigma_3 / \sigma_1 \quad [IV.17]$$

## Parámetros utilizados para la separación de datos

Para que la solución obtenida del análisis de una población de fallas tenga errores bajos ha de ser monotensorial. Para poder separar fallas que correspondan a un único tensor, el método ofrece





una serie de parámetros de calidad:

a) porcentaje de cuantía de desviación (CD): es el grado de divergencia de una falla con respecto del total de los datos utilizados en los cálculos. Se expresa en porcentaje y da una idea de la homogeneidad de los datos utilizados en el Diagrama de Diedros Rectos

b) porcentaje de cuantía de desviación media: muestra la media de la cuantía de la desviación para la población completa. Si hay planos de falla que se desvían más que la desviación estándar calculada de la media de CD, se deberán separar y tratar independientemente para homogeneizar la solución

c) desviación del deslizamiento ( $\alpha$ ): es la desviación entre las estrías teóricas calculadas y las reales medidas en el campo. El valor hasta el cual se considera aceptable la solución es  $30^\circ$ , pero podemos restringir la solución en función de la calidad de los datos

d) ángulo de rozamiento interno ( $\phi$ ): el criterio de fricción se expresa en el círculo de Mohr con la línea de fricción. Esta recta siempre partirá del origen de coordenadas, pues el método asume que la cohesión es nula ( $\text{COH} = 0$ ). De este modo, para un  $\phi$  inicial dado, las fallas que lo superen se proyectarán por encima de la línea de fricción y tendrán movimiento. Siendo  $\phi$ :

$$\mu = \tan \phi \quad [\text{IV.18}]$$

El ángulo de fricción interna depende de la litología y de la situación de la roca antes de la deformación. Una roca consolidada tiene un ángulo de rozamiento interno que oscila entre los  $20^\circ$  y  $30^\circ$ , mientras que las arenas no consolidadas tienen un valor de  $16,7^\circ$ . Según Delvaux (1993), algunos de estos valores son:

$\mu$	$\phi$	$\theta$	Litologías
0,0	$0^\circ$	$45,0^\circ$	Arcillas
0,18	$10,2^\circ$	$50,1^\circ$	Montmorrillonita, vermiculita
0,3	$16,7^\circ$	$53,3^\circ$	Arenas
0,6	$30,5^\circ$	$60,5^\circ$	Rocas prefracturadas
0,85	$40,4^\circ$	$65,2^\circ$	Rocas prefracturadas a presión = 0
1,0	$45,0^\circ$	$67,5^\circ$	Rocas estructuradas

e) coeficiente de cohesión (COH): depende de la litología y de la profundidad (COH disminuye con la profundidad). La COH representa al  $\sigma_c$  cuando  $\sigma_n = 0$ . Según Delvaux (1993), la COH calculada experimentalmente para rocas prefracturadas es de 0,5, pero al desconocerse a qué profundidad se ha producido el movimiento supone que  $\text{COH} = 0$



f) factor de caracterización de fallas: separa las poblaciones en compresivas y extensivas. Este factor utiliza la magnitud de  $\sigma_1$  para caracterizar los resultados: si  $\sigma_1 < \sigma_n$ , la falla es inversa, y al contrario, normal; en la zona intermedia se encuentran los desgarres. Si el factor de caracterización es cero no hay desgarres y si éste es uno, todas las fallas serán tratadas como desgarres

g) modo de optimización: el método puede utilizar hasta sesenta modos de optimización; la optimización recomendada es la función que optimiza  $\alpha$ . Otros modos de optimización serían: minimización o maximización de  $\phi$ , minimización o maximización de  $\sigma_s$  o  $\sigma_n$ . En ocasiones, puede ser interesante comprobar el tensor con diferentes modos de optimización y comparar los resultados. Algunos de estos métodos de optimización son:

- 1) desviación mín. ángulo de deslizamiento  $\alpha$
- 2) ángulo de fricción  $\phi$  máximo
- 3) esfuerzo de cizalla  $\sigma_s$  máximo
- 4) ángulo de fricción  $\phi$  mínimo
- 5) esfuerzo de cizalla  $\sigma_s$  mínimo
- 6) esfuerzo normal  $\sigma_n$  mínimo
- 7) esfuerzo normal  $\sigma_n$  máximo
- 8) desviación mín. ángulo de deslizamiento  $\alpha^2$
- 9) ángulo de fricción  $\phi^2$  máximo
- 10) esfuerzo de cizalla  $\sigma_s^2$  máximo
- 11) ángulo de fricción  $\phi^2$  mínimo
- 12) esfuerzo de cizalla  $\sigma_s^2$  mínimo

h) parámetros geológicos cualitativos: microestructuras tectónicas medidas en el campo que pueden ser utilizadas para la selección de datos antes de los cálculos. Muchos de estos parámetros sólo se utilizan para la separación modal, pero se pueden emplear también como factor de peso para orientar la solución, tanto en el diagrama de Diedros Rectos como en el cálculo tensorial. Dos de los parámetros geológicos más importantes que se pueden utilizar son las diaclasas y los mecanismos focales de terremotos, se utilizan para el cálculo tensorial, tratados como fallas pero especificando sus componentes, bien de extensión o bien de compresión (sin olvidar el resto de pasos intermedios). Se pueden expresar los siguientes parámetros:

- Calidad del sentido de movimiento. Sólo utilizado para la separación manual.
- Factor de peso. Sólo para cálculos.
- Fallas neoformadas o activadas. Sólo utilizado para la separación manual.
- Calidad de la estría. Sólo utilizado para la separación manual.
- Índice relativo de movimiento. Sólo utilizado para la separación manual.

#### IV. 2. ANÁLISIS DE LA FRACTURACIÓN

Como se ha mencionado anteriormente, para el análisis poblacional de fallas se ha medido un total de 610 fallas con estrías en materiales del Mioceno superior-Cuaternario, repartidas en 23 estaciones (Fig. IV. 7). Dentro de las cuencas lacustres del Mioceno superior que aparecen en el área,

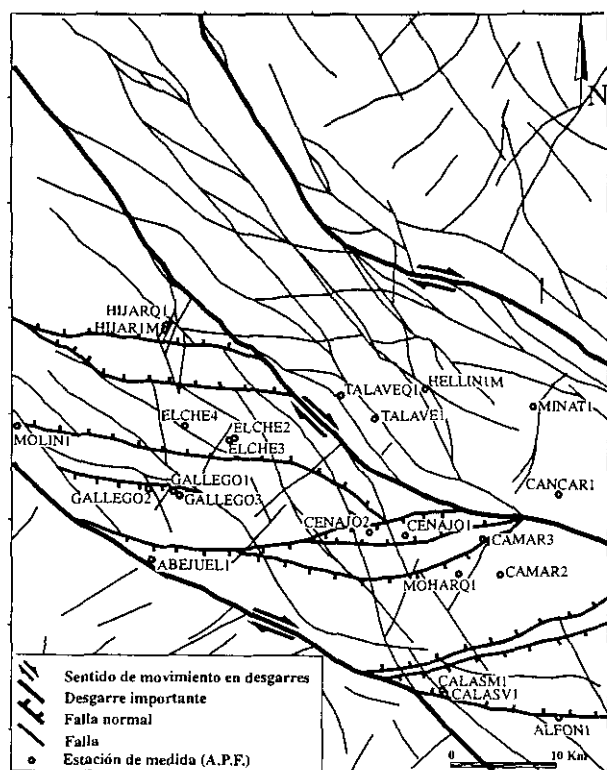
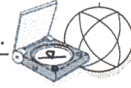


Fig. IV.7. Situación de las estaciones de medida del análisis poblacional de fallas.

predomina la fracturación de carácter normal, puesto que la mayoría de las cuencas están limitadas al norte y al sur por fallas normales (E-O). Cabe destacar la aparición de desgarres de dirección N150E y N060E, tanto de carácter transpresivo como transtensivo (ver capítulos III y VI). También se pueden observar fallas inversas asociadas a escapes tectónicos por problemas de espacio creados durante los procesos de extensión o incluidos dentro de zonas transpresivas. A escala mesoscópica se puede apreciar un predominio muy importante de fallas de carácter normal observadas en campo. Los ejemplos de campo más espectaculares de fracturación normal son los de las cuencas de Elche de la Sierra-Cobatillas (Fig. IV.8 y IV.12A, IV.9, IV.12B y IV.12C) y de Camarillas-Las Minas (Fig. IV.13D). En las figuras IV.11, IV.13E y IV.13F se pueden observar estructuras compresivas (fallas inversas y cuñas tectónicas) junto con

estructuras extensivas (fallas normales). Como ya se ha citado, esta coexistencia de estructuras se debe a problemas de espacio (movimientos conducidos) producidos durante procesos extensivos. Este tipo de deformaciones también se dan en otras cuencas como la de El Cenajo, donde aparecen pliegues de propagación de falla de escala métrica (Fig. IV.11, IV.15A y IV.15B). En los materiales fluviolacustres que colmatan la Cuenca de Híjar aparece fracturación de carácter dúctil-frágil, generada cuando el sedimento aún no estaba consolidado. En estos materiales coexisten fallas normales e inversas, en las que asociadas a las primeras aparecen estructuras de licuefacción que se han interpretado como de origen sísmico (ver apartado VII.2.2).

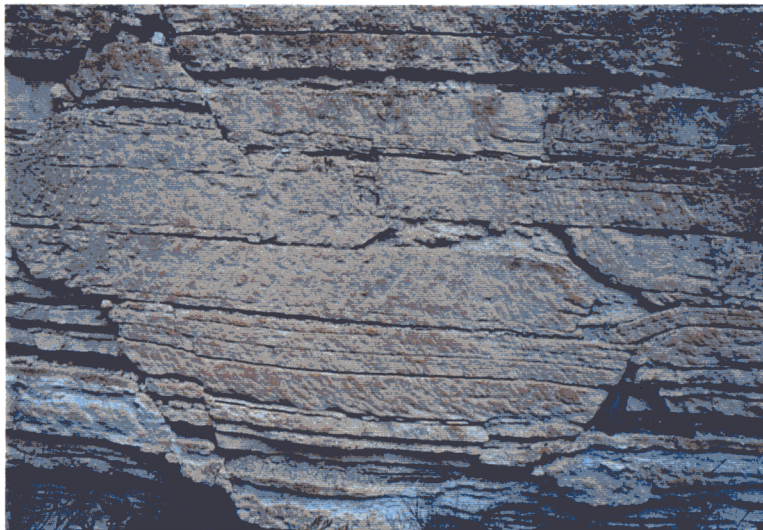
La fracturación en materiales cuaternarios es difícil de observar en la zona, debido a que la gran mayoría de los afloramientos corresponden a derrubios de ladera. Las terrazas fluviales no tienen prácticamente desarrollo, puesto que es la zona de cabecera de los dos ríos más importantes que discurren por la zona, el río Mundo y el Segura. A pesar de esto, los escasos afloramientos de terrazas o llanuras de inundación actuales, ofrecen ejemplos de fracturación muy claros. Las cuatro estaciones donde se han podido medir fallas con estría en materiales cuaternarios son: Abejuell, Hellín1, Talaveq1 e Híjarq1. En la localidad de Tobarra no se han podido medir estrías, pero la fracturación de los materiales lacustres cuaternarios (en la actualidad aun son activos estos sistemas lacustres) es intensa, con fallas normales de salto métrico y fracturas extensivas en la superficie



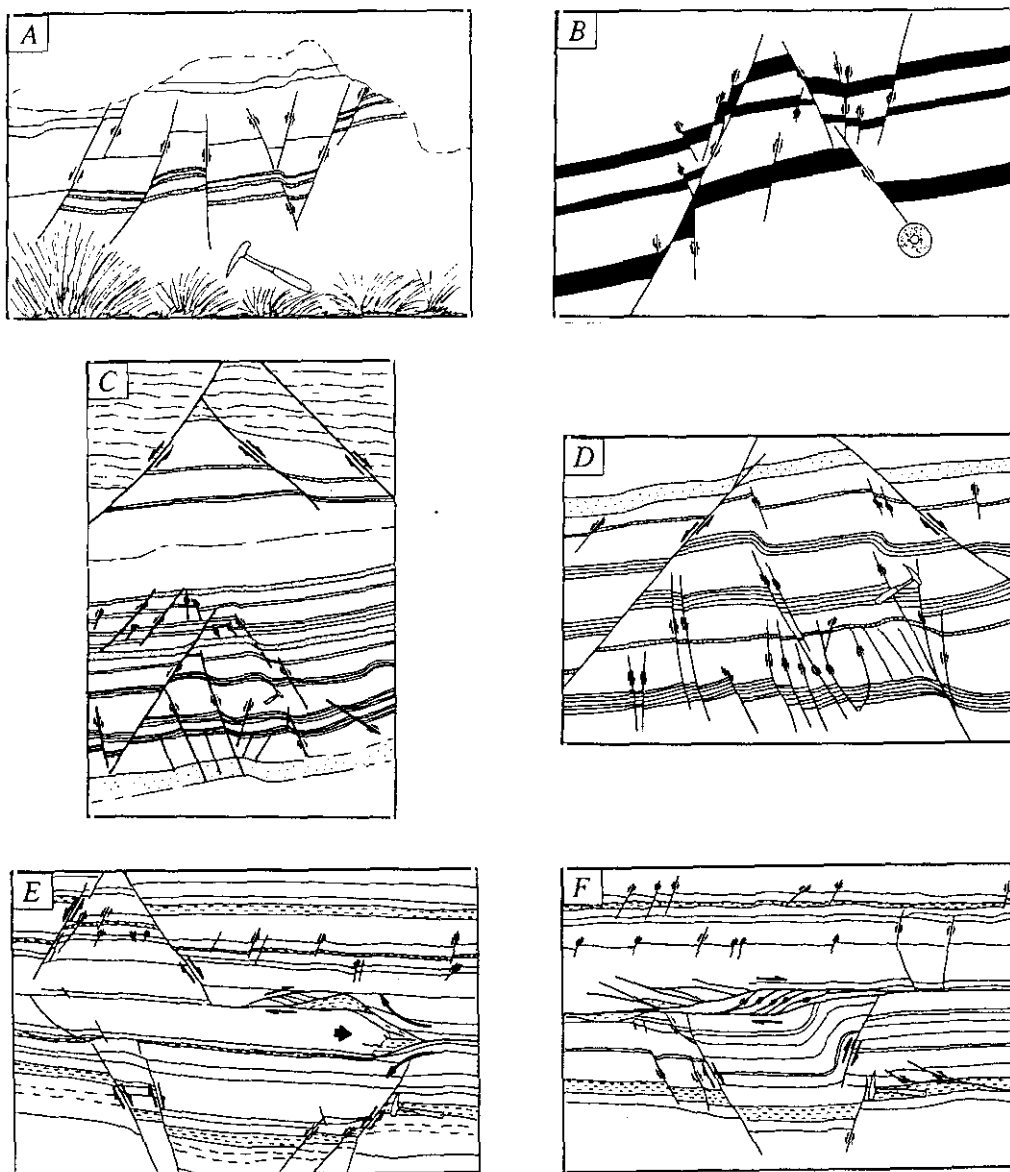
**Fig. IV.8.** Fallas normales en niveles diatomíticos y calcáreos de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas (Mioceno superior). Cantera de Celite-Hispánica.



**Fig. IV.9.** Fallas normales en niveles diatomíticos y calcáreos de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas (Mioceno superior). Cantera de Celite-Hispánica.

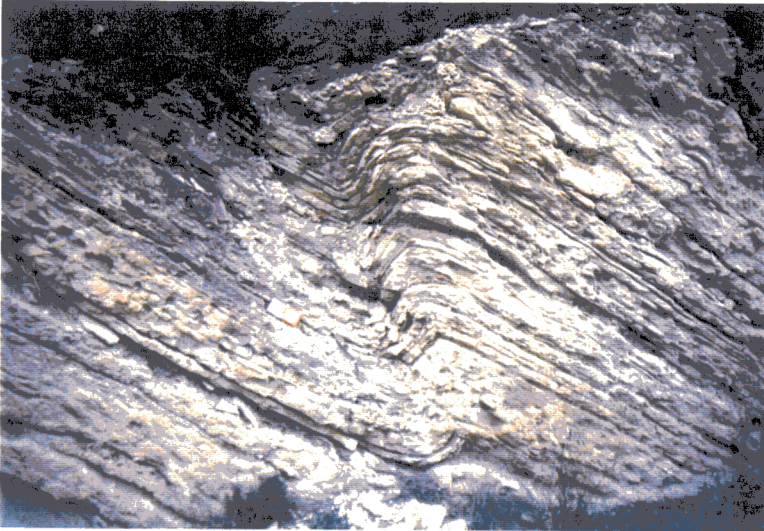
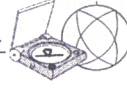


**Fig. IV.10.** Fallas normales y cuña tectónica en niveles calcáreos de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (Mioceno superior).



**Fig. IV.12.** Esquemas fotográficos de : A) fallas normales en niveles diatomíticos y calcáreos de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobanillas (Mioceno superior, cantera de Celite-Hispánica), B) *idem*, C) *idem*, D) *idem*, E) fallas normales y cuña tectónica en niveles calcáreos de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (Mioceno superior) y F) fallas normales e inversas en niveles calcáreos de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (Mioceno superior).





**Fig. IV.11.** Pliegue de propagación de falla en calizas tableadas lacustres de la Cuenca de El Cenajo (Mioceno superior).



**Fig. IV.13.** Escarpe de falla normal en calizas lacustres cuaternarias, en la localidad de Tobarra.



**Fig. IV.14.** Falla de desgarre que modifica el relieve actual. Los materiales afectados son calizas y tobas cuaternarias. Afloramiento situado en la localidad de la Abejuela (estación Abejuel I).

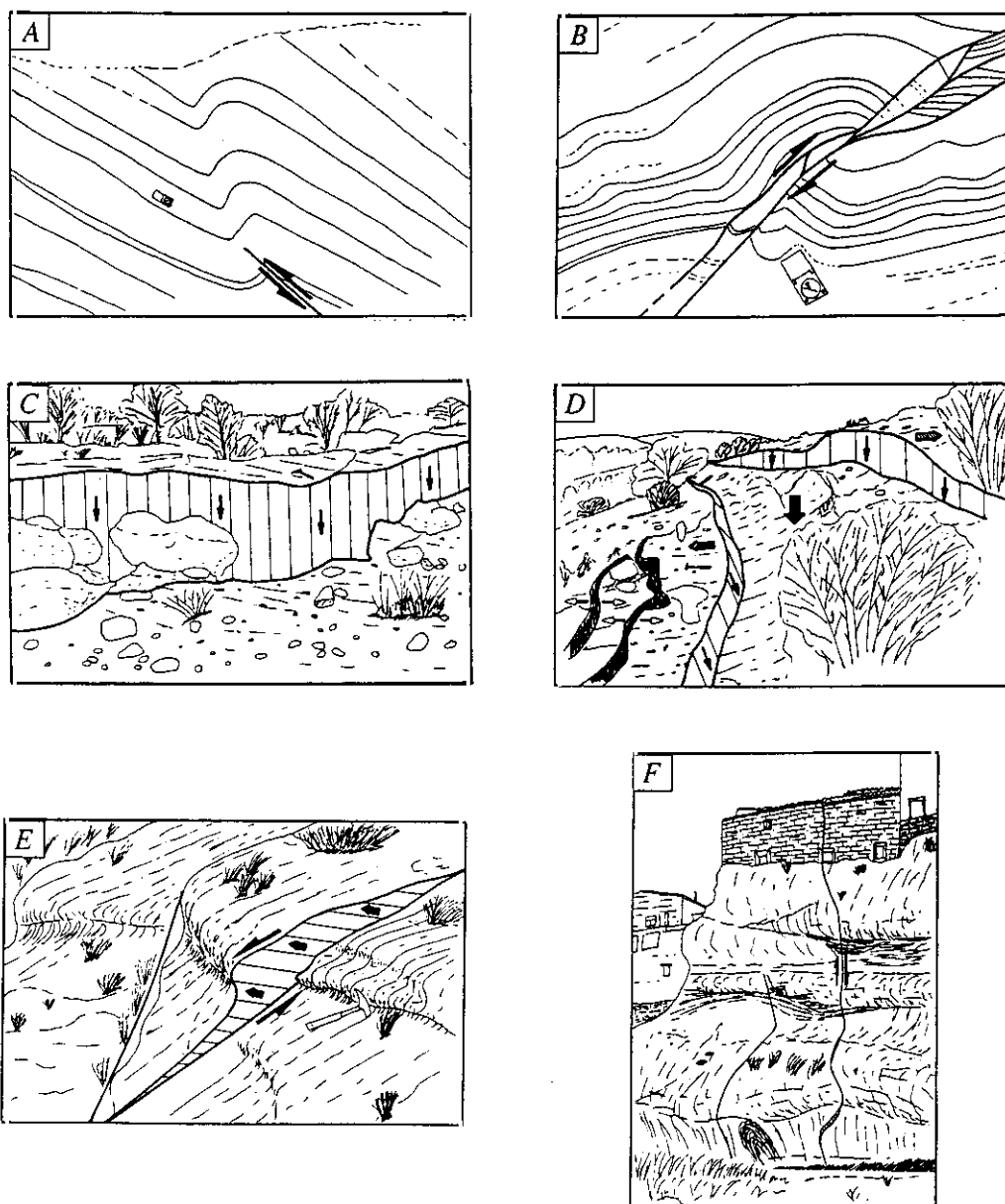
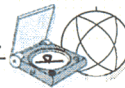


Fig. IV.15. Esquemas fotográficos de : A) pliegue de propagación de falla en calizas tableadas lacustres de la Cuenca de El Cenajo (Mioceno superior), B) falla inversa y pliegue de arrastre en calizas tableadas lacustres de la Cuenca de El Cenajo (Mioceno superior), C) escarpe de falla normal en calizas lacustres cuaternarias, en la localidad de Tobarra, D) idem, E) falla en dirección que modifica el relieve actual (calizas y tobas cuaternarias). Afloramiento situado en la localidad de la Abejuela y F) falla normal en tobas cuaternarias que afecta a una edificación de la localidad de Letur.

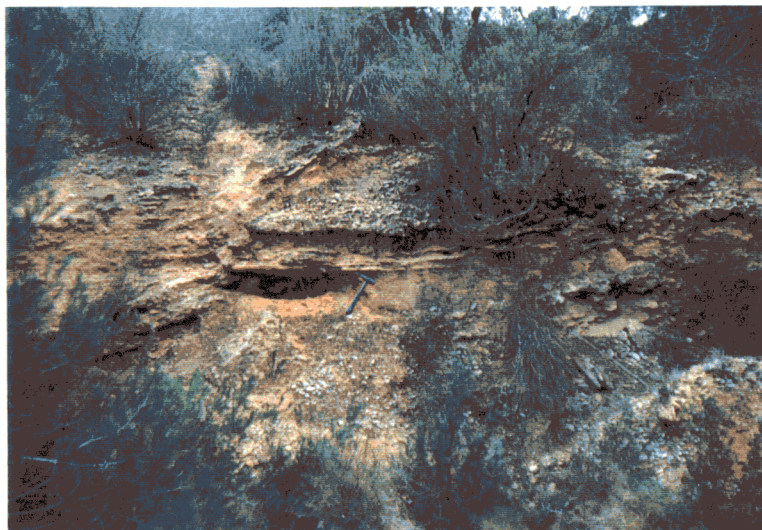




topográfica actual (Fig. IV.13, IV.15C y IV.15D).

Las fallas de la estación Abejuel1 se han medido en tobas cuaternarias de cascada de musgo con intercalaciones de niveles calcáreos. El ambiente en el que se sedimentaron estas tobas debió de ser muy parecido al de las actuales lagunas de Ruidera, ya que aparecen sedimentos micríticos de precipitación de carbonatos intercalados con niveles de tobas, y son también comunes niveles de tobas retrabajadas. Las fallas que aparecen en este área son de carácter direccional (Fig. IV.14 y IV.15E) y normales. En la localidad cercana de Letur, situada sobre esta misma formación, se puede observar cómo las fallas normales afectan a algunas edificaciones antiguas de la población (Fig. IV.15F), lo que confirma la actividad tectónica reciente de estas fallas.

*Fig. IV.16. Fallas inversas en el nivel de terraza más reciente del río Mundo en las proximidades del embalse del Talave. Estación de medida Talaveq1.*



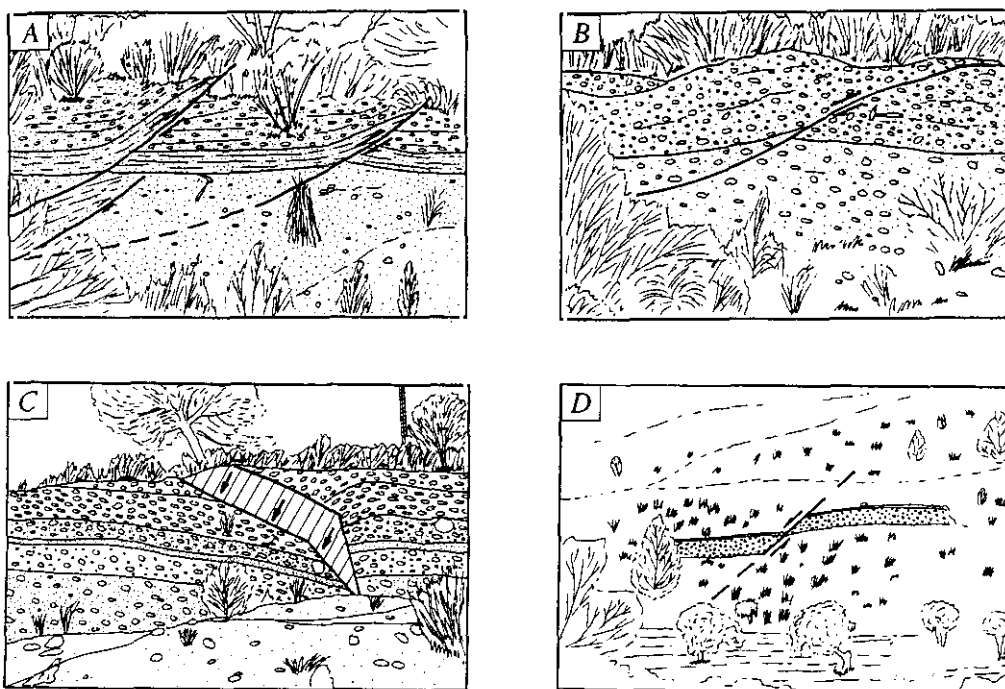
*Fig. IV.17. Falla normal en materiales cuaternarios de la Rambla del Mojón, Cuenca de Híjar.*





La fracturación de la estación Hellín1 afecta a material de relleno de fracturas en las calizas jurásicas de la zona del borde del diapiro de Hellín. Estos materiales de relleno, corresponden a clastos angulosos de caliza empastados en una matriz arcillosa con granos de cuarzo tamaño arena. Los granos de cuarzo producen estrías en los cantos e incluso aparecen como cantos impresos.

La estación Talaveq1 es la que muestra los mejores ejemplos de fracturación en materiales cuaternarios en este área. La litología corresponde a niveles de conglomerados y areniscas de la terraza más moderna del río Mundo (el río está unos 3 m por debajo de este nivel). Podemos observar fallas inversas (Fig. IV.16, IV.18A y IV.18B) y normales (Fig. IV.18C) ortogonales entre sí. La fracturación es de carácter completamente frágil, afectando incluso a cantos del conglomerado, fracturándose cuando el sedimento ya estaba completamente litificado, lo que indica una deformación muy reciente.



**Fig. IV.18.** Esquemas fotográficos de: A) fallas inversas en la terraza más reciente del río Mundo en las proximidades del embalse del Talave. Estación de medida Talaveq1, B) *idem*, C) falla normal en terraza más reciente del río Mundo en las proximidades del embalse del Talave y D) falla normal en materiales cuaternarios de la Rambla del Mojón, Cuenca de Híjar.



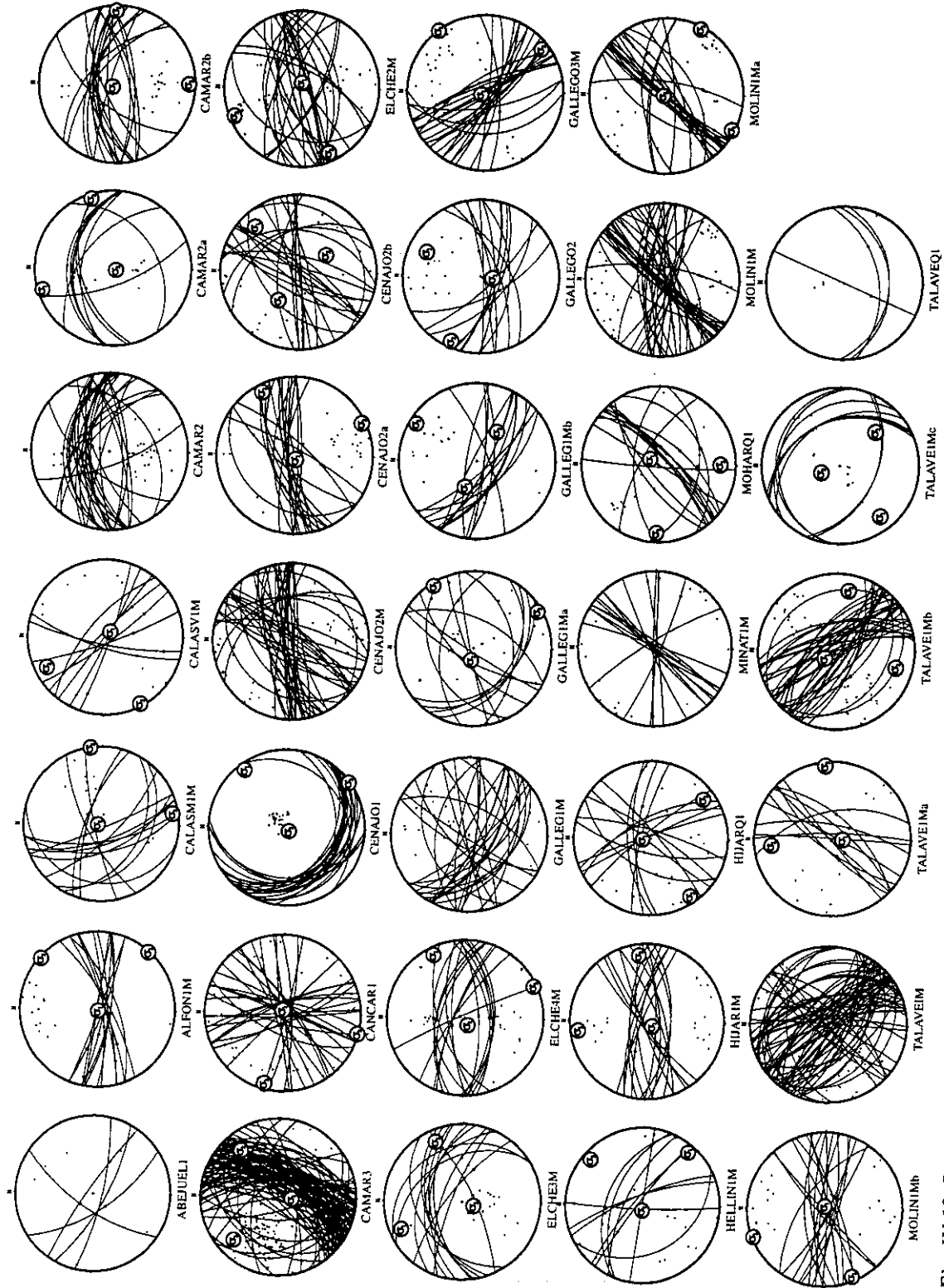
La estación Híjarq1 se ha medido en materiales cuaternarios, concretamente en la última terraza de la Rambla del Mojón, en la Cuenca de Híjar. El afloramiento muestra una falla normal que desplaza la terraza más de un metro (Fig. IV.17 y IV.18D). Si se observa en detalle, este desplazamiento no se produce a favor de un único plano de falla sino a través de una zona de fractura compuesta por varios planos de falla.

### V. 2. 1. Tensores y campos de esfuerzo

Se han tratado individualmente las 23 estaciones de medida (ver figura IV.7) con los diferentes métodos de análisis poblacional de fallas indicados en el apartado IV.1. En algunas de las estaciones se han diferenciado varias subpoblaciones de fallas, que por su distinto carácter se han tratado por separado, obteniéndose varios tensores en una misma estación. También se da el caso de que algunas estaciones en materiales cuaternarios sólo se han podido tratar con el Modelo de Deslizamiento por su escasez de datos. No obstante, se han tenido en cuenta en el análisis conjunto por su interés. Los resultados tensoriales calculados para cada estación con cada método aparecen en la tabla IV.3. Así mismo, en la figura IV.19 quedan representadas las soluciones gráficas obtenidas con el método de inversión de esfuerzos.

Para obtener el tensor de esfuerzos regional en la zona se han sumado los 610 datos de par falla-estría en una única población. Con el modelo de deslizamiento se observa a simple vista que existe un predominio de las fallas normales sobre las inversas (Fig. IV.20A). También aparecen dos modas principales de  $\sigma_{HMAX}$ , una NO-SE y otra NE-SO, que quedan muy marcadas si se separan los datos que indican estas dos direcciones (Fig. IV.20B y C).

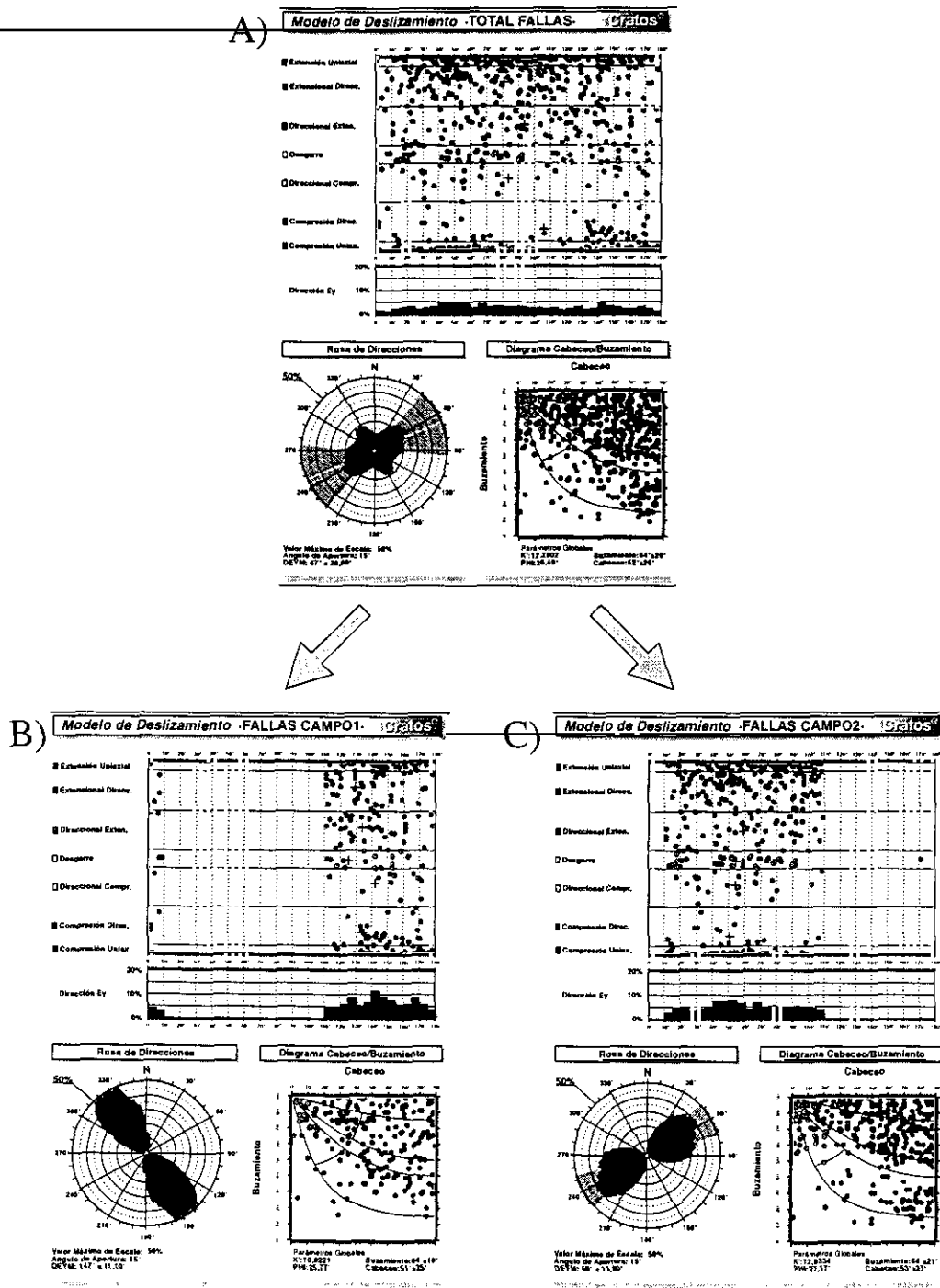
Para poder llevar a cabo un cálculo más preciso del tensor de esfuerzos se han proyectado en sendos estereogramas los ejes  $\sigma_1$ - $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  con el fin de separar estaciones tensorialmente compatibles (Fig. IV.21). En el estereograma en el que se proyectan las soluciones de  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  conjuntamente (Fig. IV.21A) (tensores compresivos y de desgarre) se puede observar cómo aparecen también las dos modas de  $\sigma_{HMAX}$  subortogonales (NO-SE y NE-SO) obtenidas con el modelo de deslizamiento. En el caso de los tensores extensivos la dispersión es mucho mayor, indicando una solución de extensión triaxial (Fig. IV.21B), aunque se observa una cierta acumulación de ejes NE-SO asociada a la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  NO-SE. Por tanto, aparecen dos modas subortogonales de  $\sigma_{HMAX}$ , una NO-SE (campo 1) y otra NE-SO (campo 2). Con estos datos se pueden separar las estaciones que se ajusten a cada dirección de  $\sigma_{HMAX}$ : por un lado, fallas inversas y desgarres (Fig. IV.22A y 23A) y, por otro, fallas normales compatibles con las primeras (Fig. IV.22B y 23B).

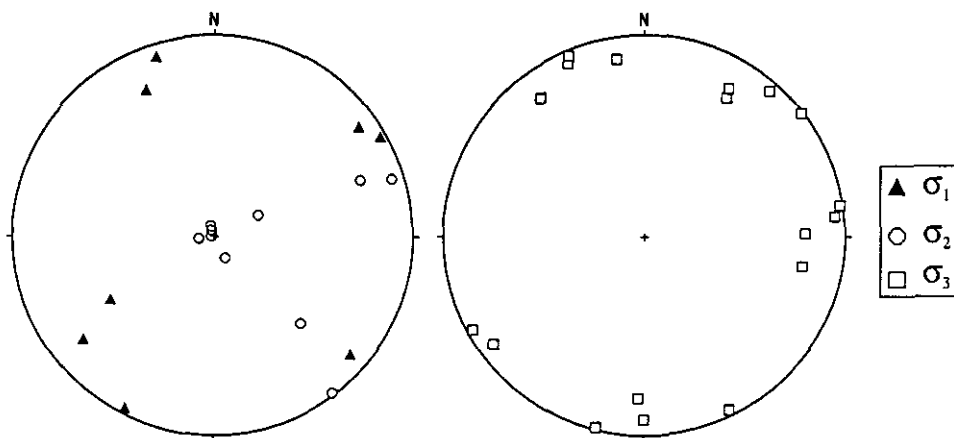




ESTACIONES				DESPLAZAMIENTO		MÉTODO DE INVERSIÓN DE ESFUERZOS							MÉTODO DE DELVAUX										
NOMBRE	F	x	y	Edad(mat.)	DEYM	DS	n	s1	s2	s3	R	SM	(s1)	(s2)	(s3)	m	n	s1	s2	s3	R	a	n
1 ABEJUEL1	5	584900	4246250	Q tobáceo	137	32	5	87/246	00/131	02/041	0.09	10.33	100	12	4	1.5	7	53/342	14/091	34/190	0.67	8.37	7
2 ALFONIM	14	623300	4231300	Diap. Keu.	91	10	14	86/341	03/171	00/081	0.05	12.99	100	15	10	1.1	10	60/043	17/164	24/262	0.64	2.80	5
3 CALASIM	14	612300	4233750	Mioc. lac.	161	29	14	86/341	03/171	00/081	0.05	12.99	100	15	10	1.1	10	61/159	13/273	26/009	0.38	7.25	4
																		11/178	73/306	13/085	0.12	1.92	5
4 CALASVIM	9	612300	4233750	R. volcán.	145	10	9	80/140	09/331	01/241	0.79	9.26	100	90	49	0.3	7	59/134	31/326	05/232	0.57	8.59	8
5 CAMAR2	31	617650	4244850	Mioc. lac.	170	8	10	103/342	03/072	84/207	0.47	7.45	150	123	100	0.2	8	02/174	03/084	186/298	0.44	8.48	9
																		10/084	03/354	0.44	11.65	21	
6 CAMAR3	106	616100	4248150	Mioc. lac.	147	8	30	72/203	14/055	08/323	0.20	14.54	104	63	52	0.3	82	01/158	04/068	86/265	0.33	11.44	27
																		66/221	24/047	02/316	0.31	8.55	47
7 CANCARI	33	623250	4252500	R. volcán.	50	24	33	85/097	03/284	00/194	0.14	36.19	100	51	43	0.2	18						
8 CENAJO1	33	608700	4248625	Mioc. lac.	51	15	33	05/053	00/143	84/236	0.60	11.22	261	197	98	0.5	33	20/052	03/321	170/223	0.75	11.43	32
9 CENAJO2M	46	605250	4248900	Mioc. lac.	67	20	46	84/264	05/062	02/153	0.16	34.65	100	65	58	0.2	21	52/225	36/069	12/331	0.50	11.25	20
																		12/045	42/304	44/147	0.13	22.64	110
10 ELCHE2M	29	592700	4257750	Mioc. lac.	165	12	6											04/163	03/253	185/017	0.00	17.33	6
																		56/060	34/233	103/326	0.70	10.52	15
11 ELCHE3M	14	592250	4257600	Mioc. lac.	149	9	8	12/335	13/069	71/202	0.20	13.84	179	112	95	0.3	5	06/157	18/065	71/265	0.50	12.98	5
																		19/214	13/308	67/071	0.75	9.15	4
12 ELCHE4M	17	588000	4259000	Mioc. lac.	93	16	17	83/256	06/064	01/154	0.07	9.17	101	47	43	0.4	16	79/212	108/082	08/351	0.16	8.50	17
13 GALLEGIM	28	587000	4252700	Mioc. lac.	56	6	13	02/057	85/292	03/147	0.03	6.35	94	25	22	0.7	8	04/234	21/143	169/334	0.10	7.13	11
																		19/214	13/308	67/071	0.75	9.15	4
14 GALLEGO2	17	584800	4252800	Mioc. lac.	101	15	17	73/187	47/293	15/024	0.05	15.53	54	6	3	1.3	14	70/005	00/273	20/182	0.46	7.48	13
15 GALLEG3M	25	587500	4252200	Mioc. lac.	140	13	25	84/135	05/142	00/052	0.40	30.67	100	60	33	0.4	18	25/322	65/149	03/053	0.16	4.17	10
16 HELLINIM	10	616500	4262500	Q.	140	12	10	05/131	81/262	06/040	0.43	19.92	109	70	41	0.5	7	83/284	07/113	101/023	0.60	2.80	5
17 HUARIM	17	586225	4268250	Mioc. lac.	86	11	17	78/225	09/082	06/351	0.25	29.62	103	37	15	0.9	17	76/220	11/077	08/345	0.33	11.82	10
18 HUARQI	19	586250	4268500	Q.	126	27	19	80/347	09/143	04/234	0.09	22.79	102	21	12	0.9	12	85/135	04/342	102/252	0.00	13.47	13
19 MINATIM	15	620700	4260750	Plio-Q	43	13	15											04/045	86/250	02/135	0.90	4.25	5
																		90/134	100/263	101/173	0.02	18.38	6
20 MOHARQI	16	613750	4245000	Q.	165	3	4																
21 MOLINIM	43	572500	4258800	Mioc. lac.	28	9	24	01/207	86/334	02/171	0.52	15.43	144	100	52	0.4	20	14/197	76/021	101/287	0.48	9.63	15
																		83/301	106/081	104/172	0.22	16.33	15
22 TALAVEIM	71	605800	4259600	Mioc. lac.	37	10	20	75/183	13/354	02/084	0.11	18.55	105	22	12	0.9	11	65/214	16/085	18/350	0.01	8.55	8
																		81/330	108/174	03/083	0.11	11.08	27
																		10/231	26/135	61/340	0.01	6.56	302
23 TALAVEOI	4	602500	4261800	Q	152	21	4																

Tabla. IV.3. Resultados de cada estación de medida con los diferentes métodos de Análisis Poblacional de Fallas utilizados. Las coordenadas son U.T.M. en metros dentro del huso 30. Edad de los materiales (mat.): Q = Cuaternario; Diap.Keup. = diapiro facies Keuper; Mioc.lac. = Mioceno sup. lacustre; R. volc. = roca volcánica; Plioc. = Plioceno. DEYM = dirección media de ey; DS = desviación estándar de DEYM; n = n° de datos;  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$  = orientaciones de los ejes principales de esfuerzo; R = factor de forma del tensor de esfuerzos; SM = desviación de los ejes principales;  $(\sigma_1)$ ,  $(\sigma_2)$ ,  $(\sigma_3)$  = magnitudes relativas de los ejes principales de esfuerzo;  $\mu$  = coeficiente de fricción;  $\alpha$  = desviación de la estría teórica con respecto a la real.





**Fig. IV.21.** Proyección estereográfica de los ejes de esfuerzo calculados con el método de inversión de esfuerzos. A) Proyección de  $\sigma_1$ - $\sigma_2$ , soluciones compresivas y de desgarre; B) proyección de  $\sigma_3$ , soluciones extensivas.

Ambos conjuntos de datos se han utilizado para el cálculo de las trayectorias de  $\sigma_{HMAX}$  mediante la metodología propuesta por Lee y Angelier (1994). Las trayectorias del campo 1 se disponen oblicuas ( $10^\circ$  a  $15^\circ$ ) a los principales desgarres de la zona y son compatibles con el movimiento dextroso de estos. En la mitad N de la zona las trayectorias son más paralelas a los desgarres, lo que les hace adquirir una componente de movimiento más normal a normal-direccional (Fig. IV.24A). El campo 2 se dispone oblicuo a las fallas normales E-O que generan las cuencas lacustres del Mioceno superior, con lo que la componente de movimiento es normal-direccional. Sin embargo, las fallas normales que limitan la Cuenca de Camarillas-Las Minas en sus bordes N y S, que son unas de las más importantes en la zona y activas en la actualidad (se han identificado facetas triangulares), son muy paralelas a las trayectorias de esfuerzo. Esto corrobora su carácter normal y los fuertes fenómenos extensivos observados en la cuenca (Fig. 24B).

Siguiendo con los resultados obtenidos con cada estación individualmente, se han agrupado estaciones en función del tensor solución obtenido para cada una y la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  a la que se ajustan. Se han unido en tres grupos principales: fallas inversas ( $\sigma_3$  vertical), normales ( $\sigma_1$  vertical) y desgarres ( $\sigma_2$  vertical). Estos grupos se han tratado con el método de inversión de esfuerzos y se han separado en subpoblaciones que presentaban orientaciones opuestas de  $\sigma_{HMAX}$ , es decir, según los dos campos deducidos anteriormente.

El campo 1(NO-SE) está definido principalmente por fallas normal-direccionales a normales, con una población minoritaria de fallas inversas (Fig. IV.25A). La subpoblación de fallas inversas cuenta con tan solo 11 datos, que dan con el método de los diedros rectos una figura de interferencia típica de falla inversa con una dirección de acortamiento media N10E. Según el método de inversión de esfuerzos  $\sigma_1$ , es subhorizontal hacia los N173E, con un tensor de esfuerzos de compresión triaxial ( $R = 0,62$ ). Las fallas normales representan una subpoblación de 130 datos que, con el método de inversión de esfuerzos, se han dividido en un grupo de fallas normal-direccionales (57 datos) y normales (73 datos). Las fallas normal-direccionales generan una figura de interferencia de diedros



rectos típica de este tipo de fallas, con una orientación de  $\sigma_{HMAX}$  NO-SE y con el método de inversión  $\sigma_2$  es subhorizontal hacia los N150E ( $R = 0,3$ ) (Fig. IV.25B). La subpoblación de fallas normales ofrece una solución de extensión triaxial muy próxima a radial, que se puede observar tanto en la figura de interferencia del método de los diedros rectos como en la solución calculada con el método de inversión de esfuerzos ( $R = 0,03$ ), con  $\sigma_3$  hacia los N65E (Fig. IV.25C).

El campo 2 (NE-SO) vuelve a estar definido en su mayoría por fallas normales. En este caso también se han separado dos subpoblaciones que se ajustan a este campo; por un lado, fallas inversas (64 datos) y, por otro, fallas normales (187 datos). Las fallas inversas se ajustan a una solución de figura de interferencia compresiva, la cual se ve confirmada con los resultados del método de inversión, que indica una compresión uniaxial ( $R = 0,07$ ) (Fig. IV.25D), con  $\sigma_1$  horizontal hacia los N49E. La otra subpoblación está compuesta por fallas normales con una extensión máxima hacia los N159E, tendiendo a radial ( $R = 0,2$ ) (Fig. IV.25E).

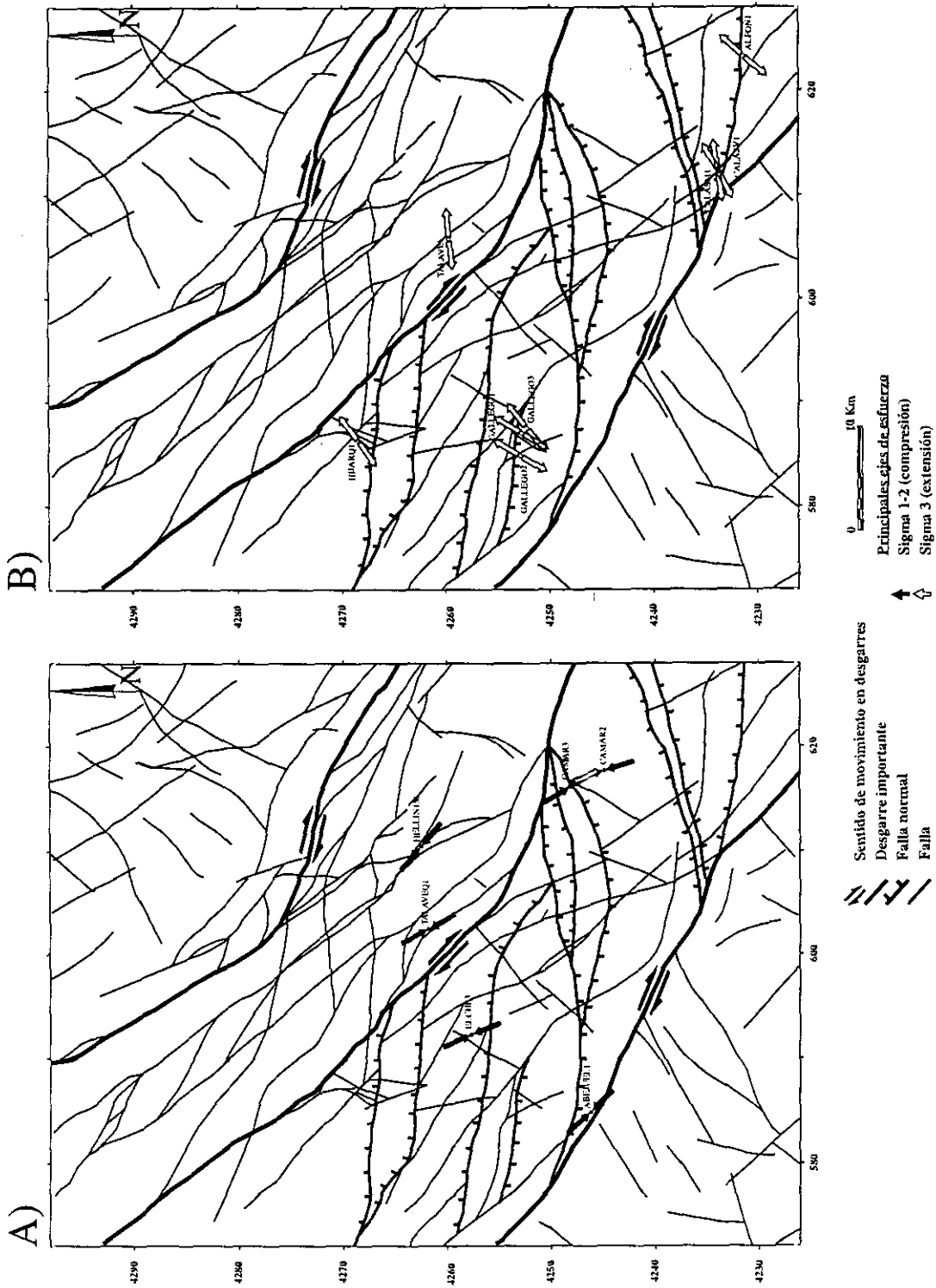


Fig. IV.22. Representación cartográfica de las estaciones de análisis poblacional de fallas compatibles con la dirección media de Dey =  $143^\circ$  (campo 1): A) fallas inversas y desgarres; B) fallas normales (extensión media N60E).



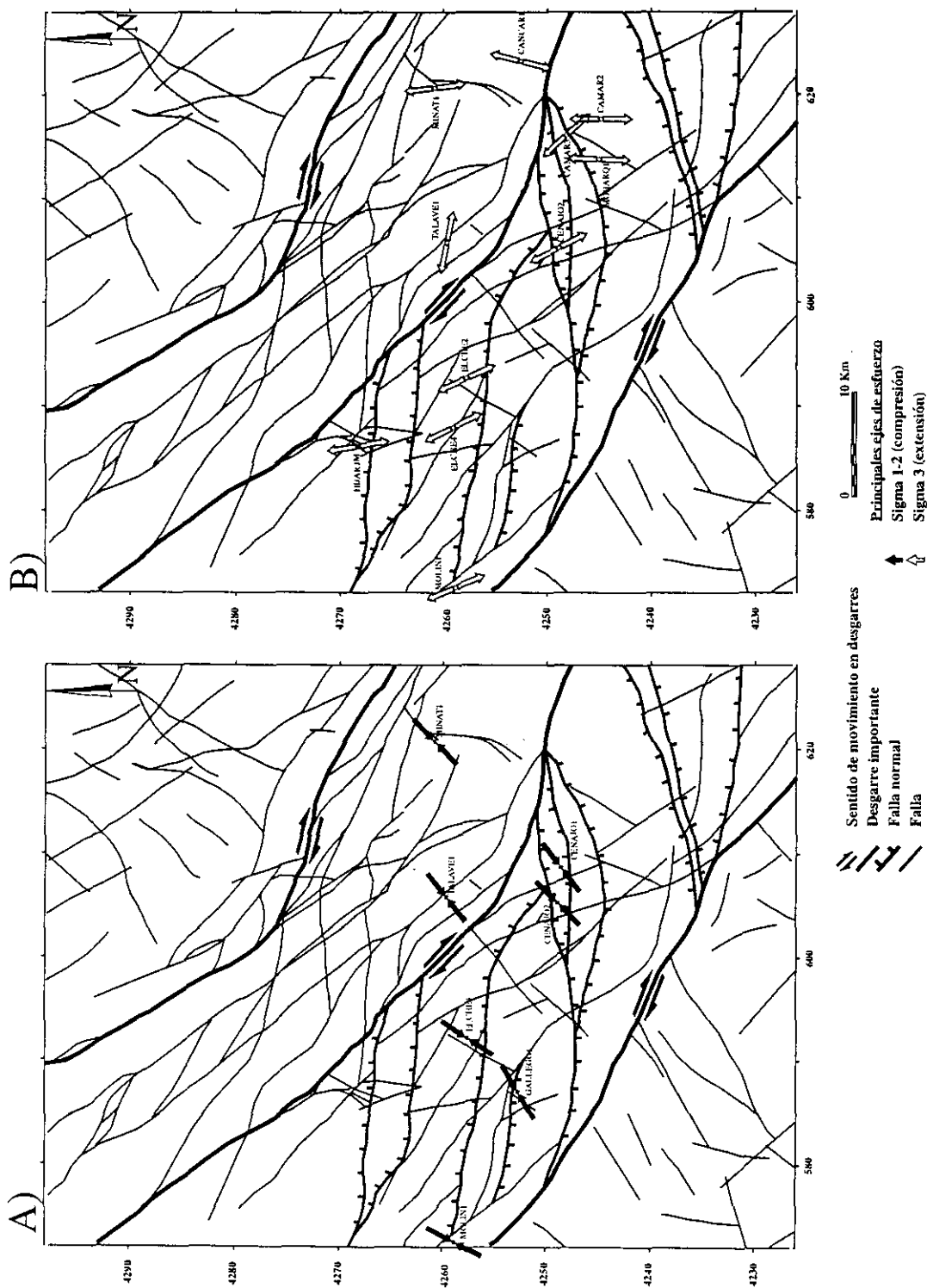


Fig. IV.23. Representación cartográfica de las estaciones de análisis poblacional de fallas compatibles con la dirección media de Dey = 59° (campo 2): A) fallas inversas y desgarres; B) fallas normales (extensión media N150E).

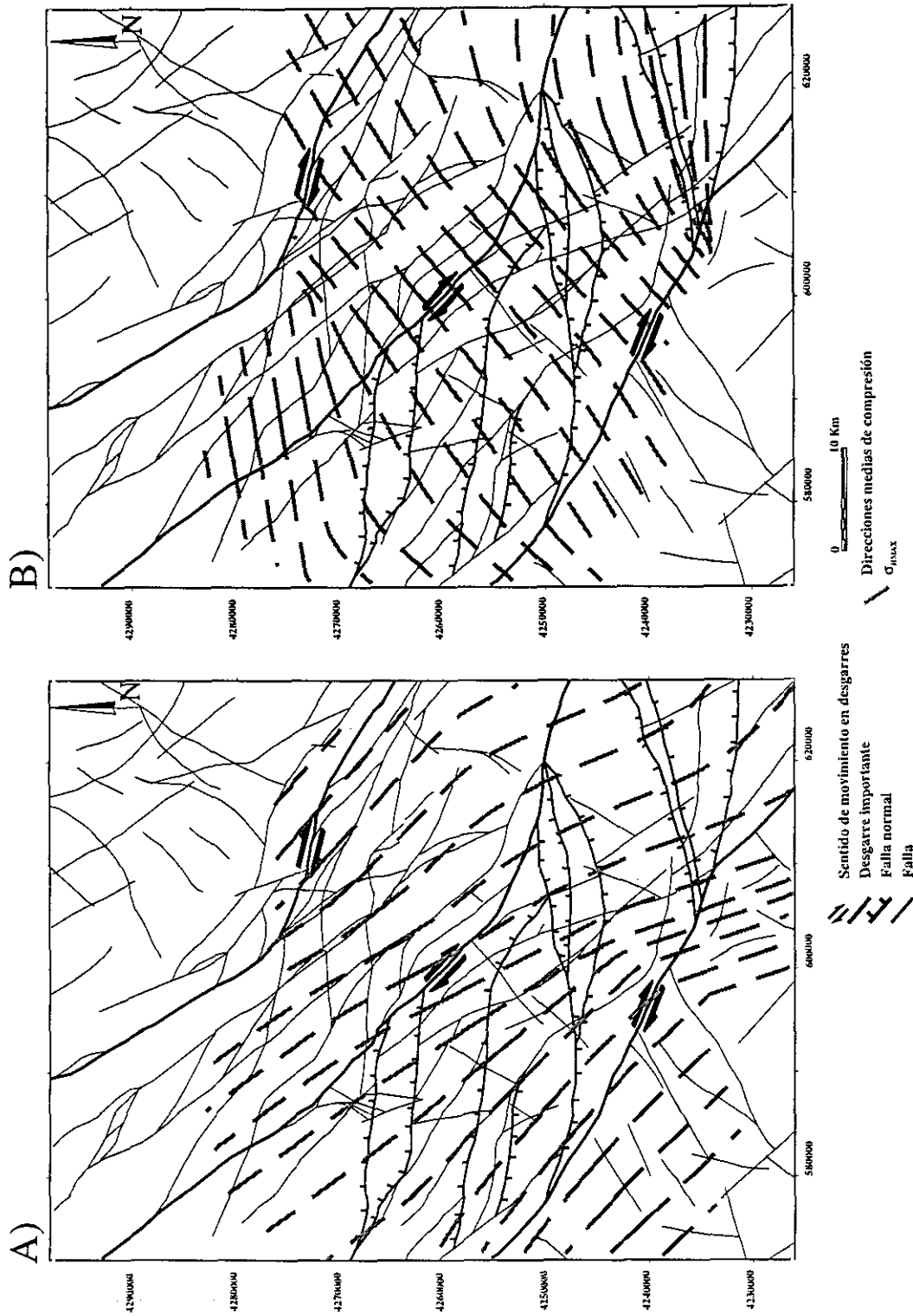


Fig. IV.24. Trayectorias de máxima compresión en la horizontal correspondientes a las direcciones medias: A) Campo 1 (Dey = 143°) y B) Campo 2 (Dey = 59°).

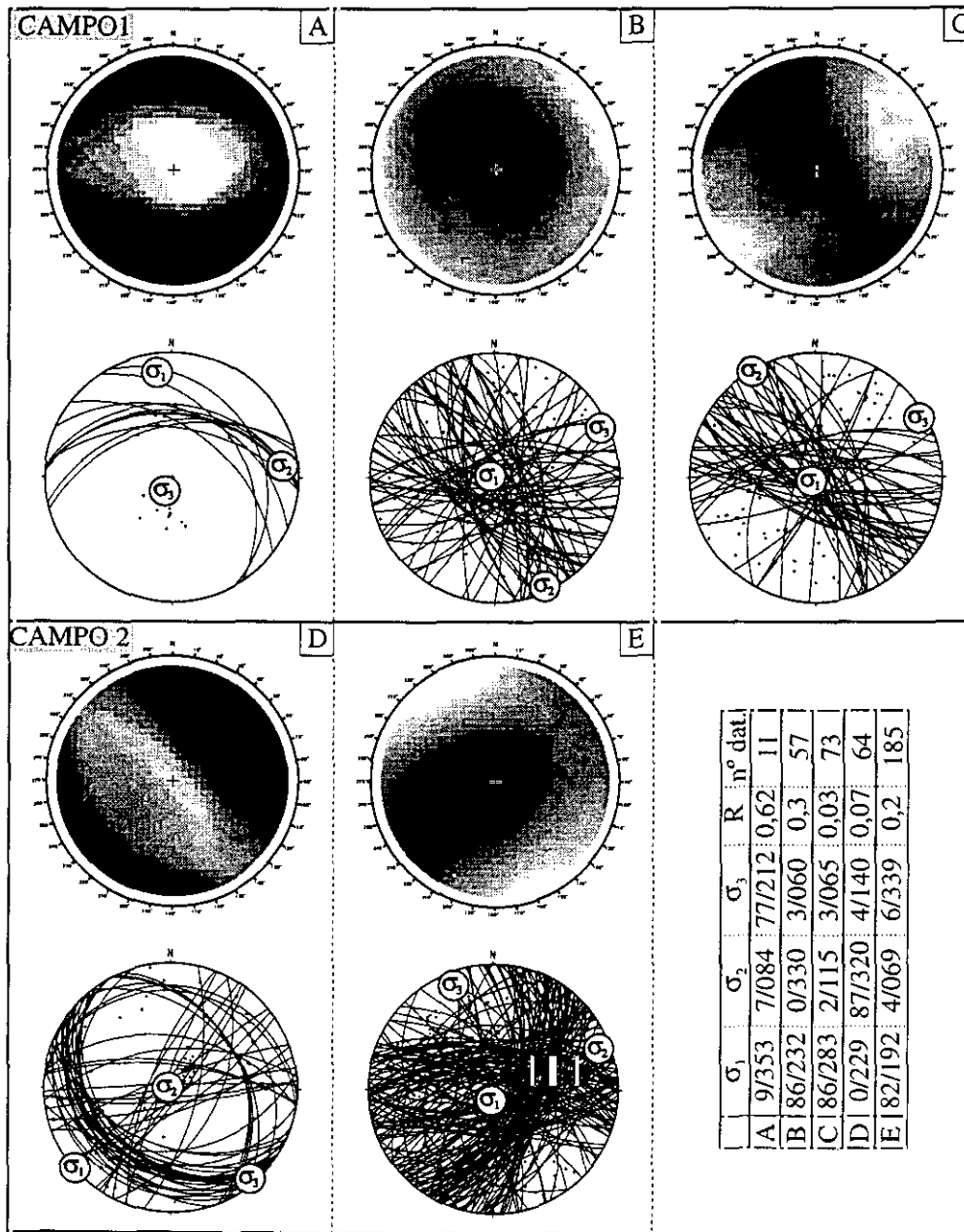


Fig. IV.25. Soluciones obtenidas con el método de inversión de esfuerzos para la totalidad de los datos separando las poblaciones que se juntan al campo 1: A) fallas inversas, B) fallas normales y C) extensión radial; y al campo 2: D) fallas inversas y E) fallas normales.



## IV. 2. 2. Discusión sobre los campos de esfuerzo recientes

Existen estudios previos sobre el cálculo de tensores y trayectorias de esfuerzo recientes en las Béticas, como es el trabajo de Galindo Zaldívar *et al.* (1993), en el que obtienen trayectorias de esfuerzo NO-SE equivalentes a las calculadas para el campo 1 durante el Mioceno superior-Cuaternario. Herraiz *et al.* (1998) realizan un estudio a escala peninsular de la fracturación reciente (Mioceno-Cuaternario) para el que han contado con 8.657 mediciones en campo de fallas con estrías repartidas en 409 estaciones, a las que hay que sumar 324 estaciones bibliográficas. Las 610 fallas medidas en el presente estudio fueron cedidas para este trabajo y su posterior tratamiento. Con la suma total de los datos también aparecen dos modas principales (Fig. IV.26): una muy bien definida hacia los N140E y otra peor definida hacia los N40E. Ambas modas corresponden a fallas normales, que son las fallas más abundantes junto con los desgarres. Con los resultados individuales de las estaciones de medida calculan las trayectorias de esfuerzo con el método de Lee y Angelier (1994) para las dos direcciones principales de  $\sigma_{HMAX}$  y obtienen una distribución de trayectorias equivalentes a las obtenidas en el presente trabajo (tanto para el campo 1 como para el campo 2) (Fig. IV.27). Estos mismos autores también llevan a cabo un estudio por zonas en el que diferencian Béticas Externas e Internas. En las Béticas Externas las soluciones indican todo tipo de regímenes tectónicos, aunque hay un predominio de soluciones extensivas que orientan  $\sigma_{HMAX}$  hacia el NO-SE. En las Béticas Internas hay un predominio de fallas normales que indican una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  NE-SO, con algunas soluciones compresivas compatibles con esta dirección. No obstante, también detectan una extensión en esa misma dirección, con lo que son frecuentes las extensiones triaxiales. Las trayectorias de  $\sigma_{HMAX}$  en ambas zonas, tanto para el campo 1 como para el campo 2, son muy similares a las obtenidas en el presente estudio.

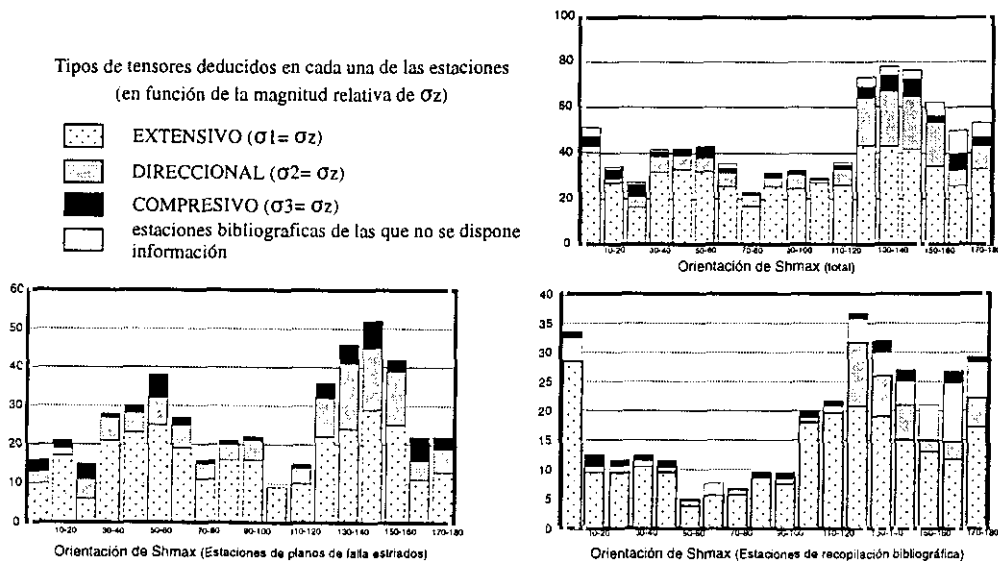


Fig. IV.26. Histograma de frecuencias de orientación de  $\sigma_{HMAX}$  según el tipo de falla para 8.657 datos de toda la Península Ibérica tomados en Mioceno-Cuaternario (tomada de Herraiz *et al.*, 1998).



Herraiz *et al.* (1998) justifican la presencia masiva de fallas normales, tanto en el campo principal NO-SE como en el secundario NE-SO, debido a que la toma de datos geológicos se ha realizado exclusivamente en superficie, donde es más probable que se generen fallas normales. Según estos autores, las soluciones extensivas por zonas estructurales homogéneas a escala peninsular tienden a ser triaxiales o uniaxiales, con una dirección mayoritaria de  $\sigma_{HMAX}$  hacia el NO-SE.

Los resultados obtenidos del análisis poblacional de fallas en el presente estudio son compatibles con todo lo citado anteriormente. El que los campos 1 y 2 estén definidos por fallas normales se ve acentuado en la zona de trabajo por realizarse las medidas en cuencas extensionales. Esto hace que las fallas inversas medidas sean de escaso desarrollo (decimétricas en la mayoría de los casos) y generadas como consecuencia de fenómenos de escape tectónico y movimientos conductivos a pequeña escala. Esta etapa extensiva coincide con las últimas fases compresivas alpinas (Tortonense inferior-medio) del emplazamiento del Arco Estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín (Martín Velázquez *et al.*, 1998), etapa en la que se inicia la formación de *grabens*, delimitados por fallas normales E-O, donde se emplazan los sistemas lacustres estudiados. Esta extensión va acompañada de una intensa actividad halocinética y magmática, siendo esta última indicativa de la importancia de los desgarres NO-SE que cruzan la zona y que deben afectar a toda la corteza.

La fuerte extensión deducida con el análisis poblacional de fallas se podría explicar con dos hipótesis diferentes:

- 1) Extensión generada por el colapso del edificio bético después de su emplazamiento (Calvo, 1978; Elízaga y Calvo, 1988; Sanz de Galdeano y Vera, 1991).
- 2) Extensión en superficie generada por el ascenso de la Cordillera Bética (Van der Beek y Cloeting, 1992).

Con los datos que se manejan resulta difícil discernir entre ambas hipótesis, pero si se utilizan los resultados obtenidos del análisis de la sismicidad (ver capítulo V) parecen favorecer la segunda de ellas.

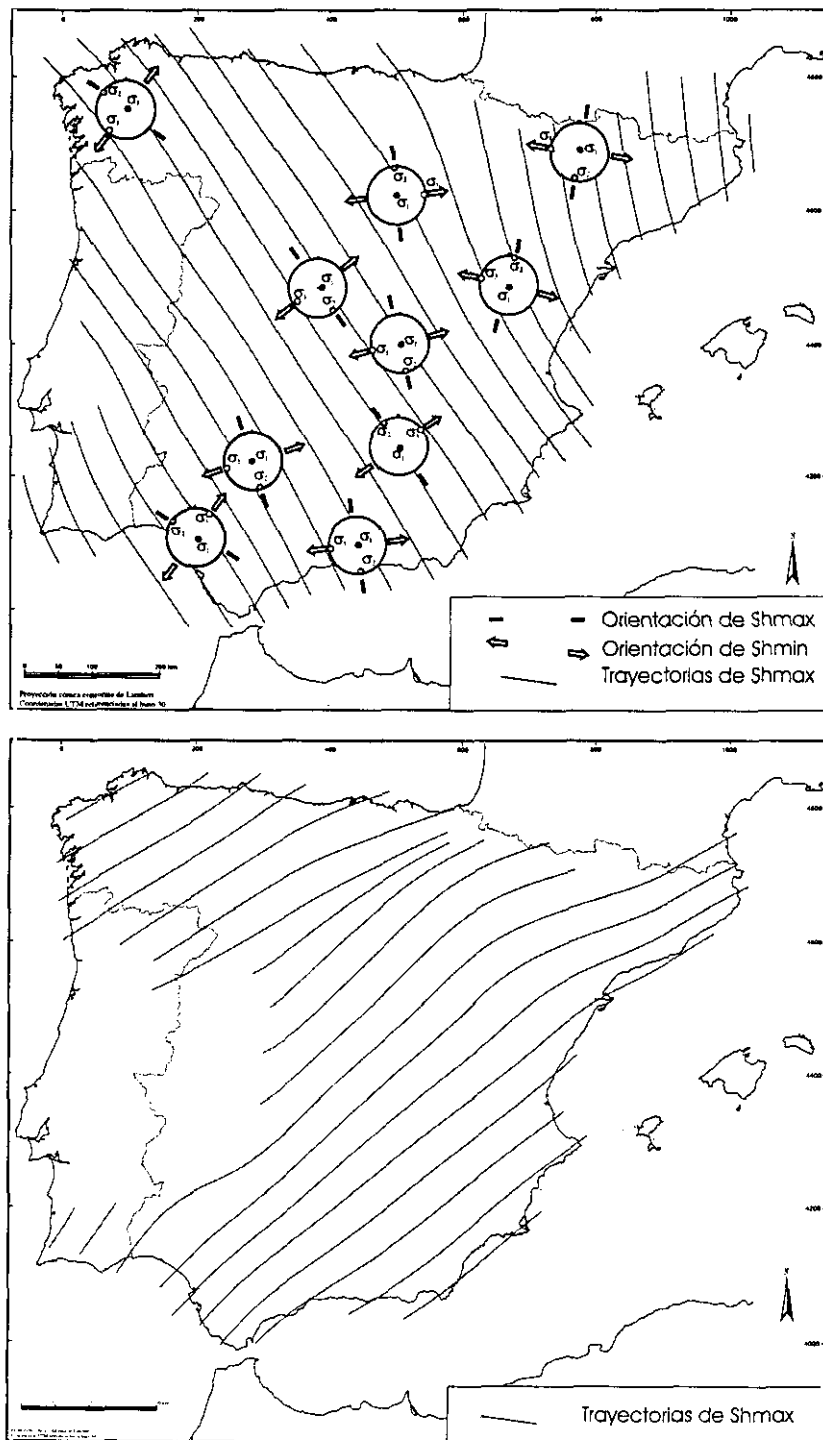
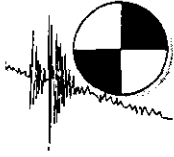


Fig. IV.27. Mapas peninsulares de trayectorias de  $\sigma_{HMAX}$  calculadas a partir de estaciones de análisis poblacional de fallas de las modas: A) NO-SE y B) NE-SO, diferenciadas por Herraiz et al. (1998).





## V. *Análisis de la sismicidad*

Una vez calculado el campo de esfuerzos reciente y proyectado sus trayectorias, se puede deducir la cinemática de las fallas de la zona durante la sedimentación de las cuencas lacustres. De este modo se conocen las principales fuentes sismogénicas y su compatibilidad con el campo de esfuerzos. La actividad sísmica es la que genera las estructuras de paleosismicidad, por lo que con el estudio de la sismicidad instrumental del área de trabajo se pretende establecer una relación directa entre el estado de esfuerzos reciente (Mioceno superior-Cuaternario) y el campo de esfuerzos actual. El contraste de los dos conjuntos de datos dará una idea de su evolución y cómo pueden complementarse.

### V. 1. SISMICIDAD HISTÓRICA

La sismicidad histórica se ocupa de la recopilación de documentos históricos en los que se habla de terremotos ocurridos antes de la instalación de los primeros sismógrafos. La información registrada suele hacer mención exclusivamente a los daños producidos en las localidades afectadas. Resulta muy importante que las descripciones sean lo más completas posibles y que la distribución geográfica de las mismas tenga un radio muy amplio. De esta manera, se podrán determinar con mayor exactitud las magnitudes sísmicas (a través de las intensidades) y las localizaciones epicentral e hipocentral del evento. Aún así, los resultados obtenidos son normalmente sólo orientativos, ya que la información de que se dispone corresponde exclusivamente a valores puntuales de intensidad sísmica. Desgraciadamente, no siempre se pueden obtener intensidades, debido a que las descripciones de la época no suelen ser suficientemente explícitas y en algunos casos extremos incluso ni tan sólo su localización aproximada.

Para la determinación de los parámetros sísmicos de un terremoto histórico hay que basarse en todos los documentos y crónicas que hagan referencia al mismo. Esto supone una ardua tarea de búsqueda en archivos históricos, bibliotecas, hemerotecas, etc., de aquí que la recopilación de datos de sismicidad histórica resulta una tarea minuciosa y lenta.

Una vez establecidas las intensidades en diferentes puntos del área, se pueden trazar curvas que separen zonas con el mismo nivel de intensidad. A estas curvas se les denomina isosistas. Con estos datos se puede establecer la magnitud y profundidad del sismo. Para la determinación de la profundidad del hipocentro se puede utilizar el modelo de Sponheuer-Kovesligethy (1942):

$$\Delta I = I_0 - I_n = 3 \log (1/h) (h^2 + r_n^2)^{1/2} + (1,3) \alpha ((h^2 + r_n^2)^{1/2} - h) \quad [V.1]$$





siendo:

$\Delta I$ : incremento de intensidades

$h$ : profundidad del foco

$I_n$ : intensidad en el punto  $n$

$I_0$ : intensidad epicentral

$r_n$ : distancia del epicentro al punto  $n$

$\alpha$ : coeficiente de atenuación

Una vez establecidos los valores de intensidad y profundidad, se puede calcular la magnitud del sismo, bien tomando la intensidad epicentral ( $I_0$ ):

$$M = 0,5 I_0 + \log_{10} h + 0,35 \text{ (Karnik, 1963)} \quad [V.2]$$

o bien teniendo en cuenta el ajuste conjunto de todos los puntos con intensidad conocida:

$$M = 0,5 I + 2,2 \log_{10} h R - 1,14 \text{ (DSN/Berssin, 1980)} \quad [V.3]$$

siendo:

$I_0$ : intensidad epicentral

$R$ : distancia focal en km a cada isosista o punto con intensidad conocida

$I$ : intensidad determinada en un punto o isosista

López Casado *et al.* (1995) calculan, a partir de la ecuación de Karnik (1971), la relación  $M$ - $I_0$  para las Béticas:

$$M = 0,67 I + 0,15 \quad [V.4]$$

### V. 1. 1. Sismicidad histórica en el área de estudio

Los datos de sismicidad histórica dentro de la provincia de Albacete son muy escasos. Rodríguez de la Torre (1995), después de años de investigación, ha publicado un trabajo en el que describe tan sólo cuatro terremotos históricos dentro de la provincia durante el siglo pasado (1831-1899). Este autor realiza además un inventario de terremotos externos a la provincia de Albacete, pero que se sintieron dentro de ésta. De estos terremotos históricos se han seleccionado los que estuviesen en un radio de 120 km como máximo, tomando como centro el embalse de El Cenajo. Se ha tomado este punto por encontrarse en la zona media donde aparecen las principales cuencas lacustres neógenas del área. La relación de sismos históricos dentro de este radio aparece en la tabla V.1, que es la siguiente:



Fecha	Hora	Epicentro	Distancia al centro de la zona (km)	Intensidad
1579-01-30	?	Lorca (Mu)	80	VIII
1674-08-10	?	Lorca (Mu)	80	VII
1674-08-28	10:00	Lorca (Mu)	80	VIII
1748-04-23	06:45	Enguera (V)	120	V
1818-12-20	09:45	Lorca-Totana (Mu)	80	VI-VII
1929-03-21	18:39	Torre vieja (A)	110	V
1831-09-01	?	Cadute (A)	80	VI?
1860-04-26	08:15	Albacete	65	V?
1884-11-05	?	El Palomar (V)	100	III-IV
1891-08-11	4:00?	Almansa (Ab)	85	IV?
1899-02-29	21:45	Minateda (Ab)	20	IV
1911-03-21	14:16	Torres de Cot. (Mu)	70	IV
1911-04-03	11:11	Lorquí (Mu)	60	IV
1931-01-26	3:16	Yecla (Mu)	70	V

**Tabla V. 1.** Relación de sismos históricos comprendidos en un área con 120 km de radio desde el centro del embalse de El Cenajo, datos extraídos de Rodríguez de la Torre (1995) (Mu = Murcia; V = Valencia; A = Alicante; AB = Albacete).

Todos los terremotos históricos citados se sitúan al SE de la zona de estudio, pero repartidos en una amplia franja de terreno. En algunos casos, las intensidades deducidas son dudosas, así como la localización epicentral, puesto que esta última tan sólo queda registrada por datos puntuales de la localidad donde más daños se produjeron. La zona de estudio ha carecido hasta hace poco tiempo de una población importante donde se pudiesen registrar posibles eventos sísmicos. Valga como ejemplo que la ciudad de Albacete no es capital de provincia hasta 1833, cuando empieza su desarrollo como ciudad. Hasta entonces sólo la localidad de Chinchilla actuaba como centro administrativo. Como consecuencia de esta carencia de datos, no se han podido establecer relaciones espacio-temporales para los eventos históricos citados.



A pesar de la falta de datos, si se observa el mapa sismotectónico de la Península Ibérica de Rey Pastor (1956) (Fig. V.1), se observa cómo la zona de estudio se proyecta en un área con isosistas de intensidad IV a VIII (magnitud 2,8 a 5,3), la cual aumenta de N a S. Los datos a partir de los que ha obtenido las isosistas corresponden al intervalo temporal comprendido entre 1800 al 1951. También incluye datos anteriores de eventos catastróficos, como son los terremotos de Carmona (1504) y de Lisboa (1755). Para estos dos terremotos, la zona queda enmarcada en áreas de intensidad VIII y VII-VIII, respectivamente. Por tanto, las magnitudes medias extraídas de las intensidades delimitadas por las isosistas del estudio de Rey Pastor (1956) están próximas a V, pero no es un dato suficientemente representativo en sí mismo, puesto que es una extrapolación debido a la carencia de datos en la zona de estudio.

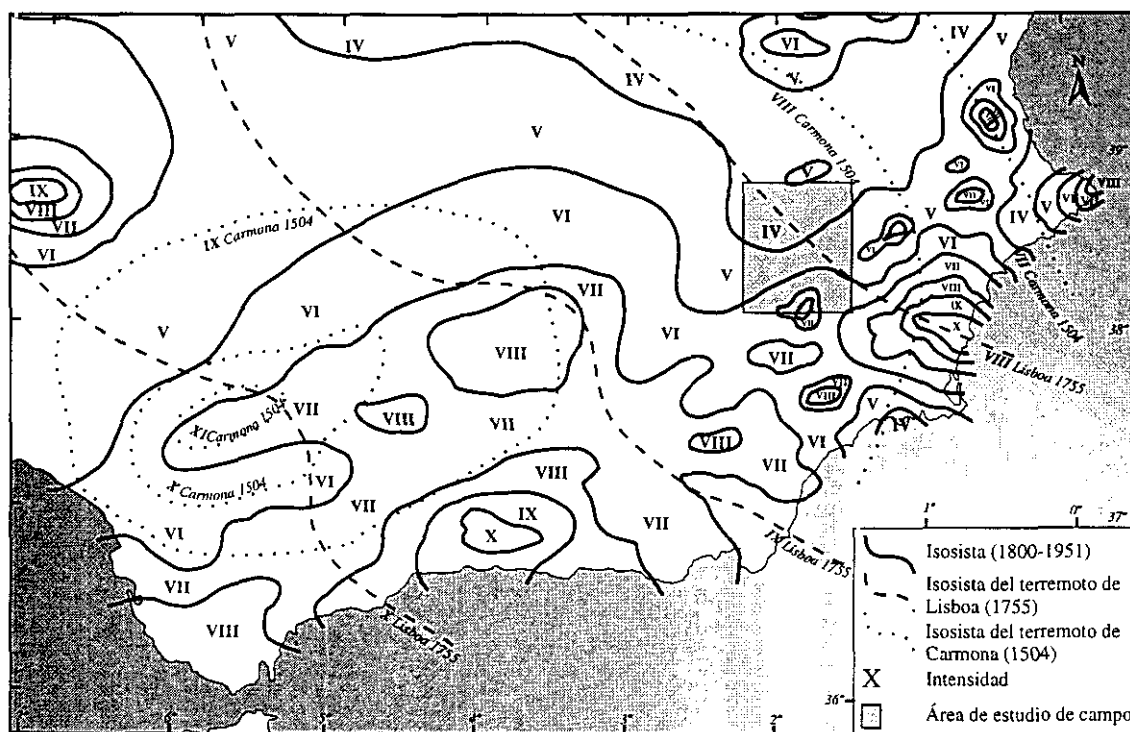


Fig. V.1. Fragmento del mapa sismotectónico de la Península Ibérica (Rey Pastor, 1956) de las Cordilleras Béticas donde se enmarca la zona de estudio.

## V. 2. SISMICIDAD INSTRUMENTAL

Los sismos instrumentales son aquéllos que han sido registrados por sismógrafos en estaciones sísmicas. La información que proporciona este tipo de sismos es mucho mayor que la de los históricos. Esto permite realizar un análisis en detalle del terremoto, en el que podemos llegar a deducir una profundidad y magnitud con mayor precisión, así como conocer la orientación y tipo de mecanismo focal.



Con los datos registrados en estaciones sísmicas se pueden establecer las localizaciones hipocentrales de los sismos. El método utilizado en este trabajo ha sido el Hypoinverse (Klein, 1978). La solución final se obtiene mediante un proceso iterativo de cálculo, en el que la desviación estándar de los residuos de tiempo de recorrido observado ha de ser mínima (RMS, error cuadrático medio en segundos).

El Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.) es el encargado de la vigilancia sísmica y ha sido el que ha cedido los datos de sismicidad instrumental para este estudio. El I.G.N. utiliza el programa de cálculo HYPO71 (Lee y Lahr, 1975) para la localización hipocentral de sismos. Con este programa, el modelo cortical de velocidades y la relación  $V_p/V_s$  (Fig. V.2) calcula los parámetros del sismo, que son los siguientes:

- hora origen (GMT)
- coordenadas geográficas y profundidad
- RMS (error cuadrático medio, en segundos)
- error epicentral y de profundidad

#### V.2.1. Parámetros focales

El análisis de un sismo o conjunto de sismos instrumentales se basa en cuatro parámetros: localización (epicentral e hipocentral), magnitud, intensidad y orientación de la falla (mecanismos focales). Además, resulta imprescindible conocer tanto la distribución (Fig. V.3) como la precisión o detectabilidad de la red sísmica nacional gestionada por el I.G.N., para poder conocer el límite mínimo de magnitud que es capaz de detectar. Este umbral mínimo de magnitud detectable viene referido en los catálogos del I.G.N. y varía tanto espacial como temporalmente (Fig. V.4). En España caben destacar dos períodos de detectabilidad media muy diferentes (I.G.N., 1995):

- periodo 1960-1980, magnitud mínima media de 3,2
- periodo 1981-actualidad, magnitud mínima media de 2,7

Por tanto, éste va a ser un factor esencial a la hora de seleccionar los sismos a estudiar dentro de un área en un determinado espacio de tiempo.

#### Distribución de los sismos

Para el análisis de la distribución de los sismos de un área tendremos que tener en cuenta tanto su proyección en superficie (epicentro) como su distribución en profundidad (hipocentro).

- Distribución epicentral. Permite determinar las orientaciones preferentes de máximas concentraciones de epicentros, sus relaciones con las macroestructuras definidas en superficie,

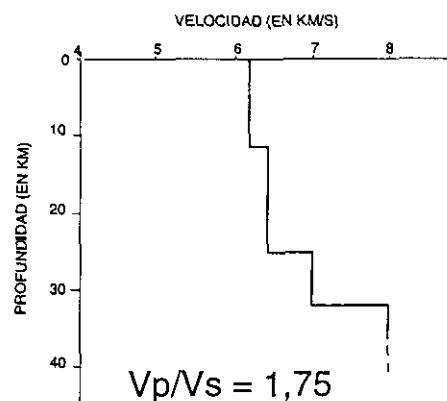


Fig. V.2. Modelo estratificado de corteza y relación  $V_p/V_s$  utilizados por el I.G.N. en los análisis de sismicidad instrumental (I.G.N., 1994).





e, incluso, determinar fuentes sísmicas en profundidad con el análisis conjunto de datos sísmicos (magnetometría, perfiles sísmicos, gravimetría, etc.).

b) Distribución en profundidad. El análisis de la distribución hipocentral de los sismos puede proporcionar datos que permitan determinar la profundidad de las fallas sísmicas. Si se puede establecer una relación directa entre el número de sismos y la falla que los ha producido, se podría conocer su geometría y dinámica en profundidad.

## Magnitud

La magnitud de un sismo es el valor que representa la energía liberada en forma de onda sísmica. Las equivalencias más utilizadas entre el valor del parámetro de magnitud y la energía liberada son las de Gutenberg y Richter (1956):

$$\log_{10} N(m) = a - bm$$

$$\log_{10} E = 4,8 + 1,5M \quad [V.5]$$

siendo:

E: energía liberada, en julios

M: magnitud del sismo

N(m): número de sismos con magnitud igual o mayor que m

a y b son constantes de ajuste de cada zona

Para el cálculo de la magnitud (mb), el I.G.N. utiliza la amplitud reducida al movimiento del suelo de la onda P comprendida en periodos entre 0,1 y 3 segundos (Rueda, 1995) (amplitud y frecuencia en el máximo sostenido de la fase Lg):

$$mb(Lg) = 3,90 + 1,05 \log (D^\circ) + \log (A/T) \quad \text{para } D^\circ < 3^\circ \quad [V.6]$$

siendo:

D°: distancia epicentral en grados

A/T: coeficiente de amplitud máxima de la fase Lg

Los datos de magnitud que se manejan en este trabajo son los ofrecidos por el I.G.N. y, por tanto, siempre harán referencia a magnitud mb, calculada a partir de la fase Lg.

La determinación de zonas caracterizadas con valores de magnitud análogos nos permite establecer áreas de mayor concentración de tensiones. De esta forma, se pueden determinar las posibles relaciones entre los grandes accidentes estructurales y estas áreas (Giner, 1996).

Walsh y Watterson (1992) establecen una relación directa entre magnitud y profundidad de un sismo, con la extensión superficial de la falla que lo ha generado.



Para calcular la magnitud de un sismo también se puede utilizar el momento sísmico, introducido por Aki (1966). Sería el producto del desplazamiento relativo de la fractura por su área y el coeficiente de rigidez del medio, estando relacionado directamente con la energía del sismo (Rueda, 1995). El momento sísmico escalar se calcula mediante la expresión propuesta por Street *et al.* (1975):

$$M_0 = 4\pi \beta r_0 (r / r_0)^{1/2} \Omega_0 \quad [V.7]$$

siendo:

$\Omega_0$ : amplitud de la parte plana del espectro

r: distancia hipocentral

$r_0$ : 100 km

$\beta$ : velocidad de la fase Lg

Kanamori (1977) definió una escala de magnitudes en función del momento sísmico ( $M_w$ ), siendo su relación con el momento sísmico ( $M_0$ ):

$$M_w = (\log M_0 - 16,1) / 1,5 \quad [V.8]$$

## Intensidad

Intensidad de un sismo es el efecto que produce en superficie. El grado de intensidad se determina mediante la observación de diversos parámetros y efectos, estableciendo una escala de valores. La escala más utilizada en Europa es la MKS (Medvedv, Sponheuer y Kárník, 1965) modificada.

Históricamente, el análisis de la intensidad de un sismo se ha llevado a cabo mediante mapas de isosistas. La distribución teórica de las isosistas de un sismo, en un medio homogéneo e isótropo, consiste en una serie de circunferencias concéntricas alrededor del epicentro. Pero, como el medio geológico no es homogéneo, esta premisa no se cumple. Por tanto, conviene analizar las asimetrías que presenten las isosistas. Una vez eliminadas las variaciones por motivos litológicos, se pueden determinar las variaciones producidas por la presencia de grandes discontinuidades que disminuyan el coeficiente de atenuación y, por tanto, aumenten la capacidad de transmisión de energía.

## Mecanismos focales

El mecanismo focal de un sismo es la representación en proyección estereográfica (semiesfera inferior) de dos planos nodales (plano de falla que ha producido el sismo y el auxiliar, que es el plano cuyo polo es la estría del plano de falla). Se definen cuatro cuadrantes, dos en compresión y dos en extensión, opuestos dos a dos (Giner, 1996).

Para poder delimitar estos cuatro cuadrantes se proyectan inicialmente las primeras llegadas de onda P registradas en las estaciones sísmicas, representadas por dos ángulos y una polaridad:



- Azimut: orientación con respecto al norte de la línea imaginaria que une el hipocentro del sismo con la estación que lo ha registrado.
- Ángulo de incidencia: ángulo complementario del ángulo que forma el rayo sísmico en el foco con respecto a la horizontal, medido en el plano vertical que contiene a la línea que define el azimut.
- Polaridad: carácter de la primera llegada de onda P registrada en la estación, bien en dilatación o bien en compresión.

Una vez establecido el mecanismo focal, los ejes de presión (P) y tensión (T) quedan definidos de forma inmediata a partir de éste (Udías *et al.*, 1985) (Fig. V.5). Los ejes P y T estarían contenidos en un plano perpendicular a ambos planos nodales y a 45° de cada uno (el eje P en el cuadrante de dilatación y T en el de compresión).

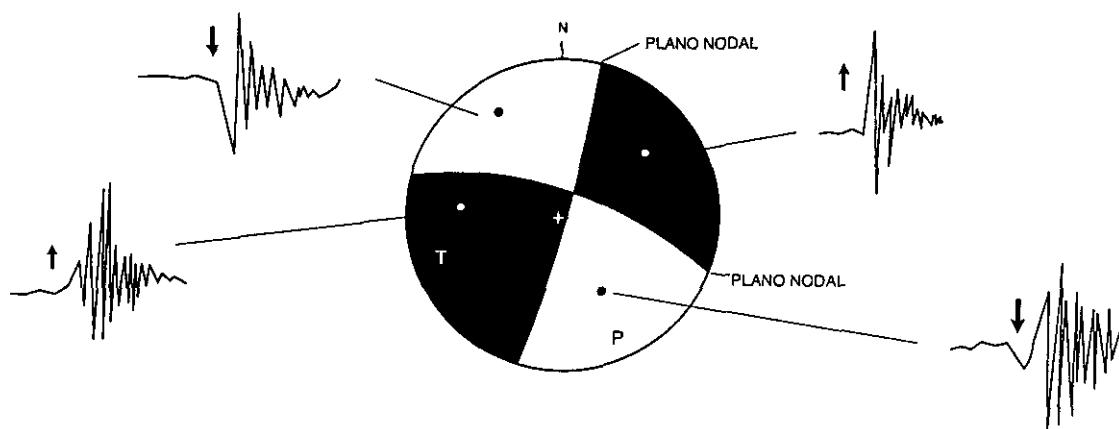


Fig. V.5. Construcción de un mecanismo focal. Se representan los dos planos nodales y los ejes P y T. También se representan cuatro polaridades, una en cada cuadrante, con sus sismogramas correspondientes (Giner, 1996).

### V. 2. 2. Selección de los sismos

De todos los datos inventariados por el I.G.N. para el área de estudio, habrá que realizar un filtrado en función de la magnitud del sismo y del número de polaridades, para seleccionar sólo los sismos con mayor calidad.

- Magnitud del sismo. La elaboración de mecanismos focales se realiza con el fin de determinar el campo de esfuerzos regional de la zona. Zoback (1992), en el proyecto para establecer el estado de esfuerzos actual en el mundo ("World Stress Map", W.S.M.), considera cinco categorías para determinar el índice y calidad de los sismos en función de su magnitud: una calidad excelente para terremotos de  $M \geq 4$  y mínima para los de  $M < 2,5$ . Delouis *et al.* (1993) establecen que la magnitud mínima a considerar es de 3,7, sin tener en cuenta un índice para determinar la calidad del dato. En el presente estudio se han seleccionado sismos de magnitud superior a 3.





- b) Número de polaridades leídas. De todas las estaciones sísmicas que han registrado un determinado terremoto, no siempre se puede obtener polaridad de primera llegada de onda P, ya que la calidad de la señal puede ser mala. Según Delouis *et al.* (1993), con menos de seis polaridades no se puede establecer correctamente un mecanismo focal. Por tanto, se ha considerado este número como límite para la construcción de mecanismos focales. Tan sólo en dos casos excepcionales se han aceptado con cinco polaridades, por su interés al situarse dentro de la zona de campo de este estudio. Para la elaboración de este trabajo se han releído las polaridades de todos los eventos seleccionados, tanto en registro analógico como digital.

### V. 2. 3. Relocalización hipocentral

Para el cálculo de los mecanismos focales es necesario conocer el azimut y ángulo de incidencia, además de la polaridad de la primera llegada de onda P. En los catálogos del I.G.N. tan sólo se presenta el dato de la polaridad. Por tanto, será necesario el cálculo del azimut y el ángulo de incidencia, datos que se obtienen al mismo tiempo que se realiza el mismo. Para la relocalización se ha utilizado el programa Hypoinverse (Klein, 1978), que ofrece los mismos ficheros que el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1975) utilizado por el I.G.N. Este programa utiliza tres ficheros de datos:

- fichero con los tiempos de llegada de ondas P y S, registrados en cada una de las estaciones
- listado de las estaciones de registro sísmico con coordenadas de latitud, longitud y altitud (I.G.N., 1991)
- modelos estratificados de corteza y relación  $V_p/V_s$  (se han utilizado los mismos que el I.G.N.)

Con el programa Hypoinverse y estos ficheros se ha procedido a la relocalización siguiendo una serie de pasos (Giner, 1996):

- Cálculo inicial con profundidad libre, es decir, sin acotar los valores de profundidad, obteniendo resultados con un paso de 1 km en el valor de la profundidad.
- Contraste de los resultados obtenidos de R.M.S. y de localización, con los publicados por el I.G.N.. Nuevo cálculo con profundidad libre, considerando fijas las coordenadas del epicentro (datos obtenidos por el I.G.N.).
- Observación del R.M.S. y de los residuos de tiempo de cada una de las estaciones, determinación del intervalo de profundidades a considerar en el cálculo.
- Cálculo final para los distintos valores de profundidad del foco comprendidos en el intervalo de profundidades elegido.
- Observación de los valores de R.M.S. y elección del resultado final.

### V. 2. 4. Construcción de los mecanismos focales

Una vez que se han obtenido los datos de relocalización y, consiguientemente, el azimut y



ángulo de incidencia de la primera llegada de onda P para cada estación con polaridad leída, se pasará a la construcción del mecanismo focal. Para este cálculo se pueden utilizar dos líneas metodológicas diferentes:

- análisis y construcción individual de cada uno de los mecanismos focales
- análisis poblacional global de mecanismos, determinación conjunta del tensor esfuerzo-deformación al que ajustan los mecanismos focales individuales.

El análisis poblacional tiene la ventaja de considerar, para la determinación de los mecanismos focales, el proceso que los ha generado. Es decir, tiene en cuenta el tensor esfuerzo-deformación regional que ha producido los eventos. Por tanto, si el estado de esfuerzos regional no es conocido, el cálculo individual de mecanismos será incierto y sería necesario realizar el análisis de una población de mecanismos para obtener el tensor óptimo de ajuste para todo el conjunto (Giner, 1996).

Se ha utilizado el programa P.I.B.M.F. (Programa Interactivo en Básica para la Construcción de Mecanismos Focales; Núñez-Cornú, 1987; Cabañas *et al.*, 1996), con el que se pueden establecer todos los posibles mecanismos focales para cada uno de los sismos. Para reducir el número de posibles mecanismos focales y que la muestra sea representativa, se ha utilizado un paso de  $5^\circ$  (tanto en la dirección como en el buzamiento) al realizar la búsqueda de todos los posibles planos nodales. La búsqueda ha de comenzar una vez que se haya seleccionado un plano inicial en el que se tenga el mayor número de aciertos posibles. Es decir, se ha de hacer coincidir el mayor número de polaridades posibles en cada uno de los cuadrantes con igual carácter de compresión o dilatación en las polaridades.

### Elección de los planos de falla

Una vez que se han calculado todos los planos posibles de cada mecanismo individualmente, se pasará al tratamiento de los datos para establecer el conjunto de planos que se comportan como fallas según el tipo de mecanismo al que pertenezcan. Para ello se ha seguido la metodología propuesta por De Vicente (1988) y Capote *et al.* (1991), que se puede resumir en los siguientes pasos:

- 1) Establecimiento del carácter de cada uno de los mecanismos focales (normal o inverso), carácter que viene dado por el tipo de deformación que presente el mecanismo en la vertical. Es decir, el carácter normal vendría dado por la coincidencia del eje vertical de deformación ( $e_z$ ) con el cuadrante distensivo, y el carácter inverso por la coincidencia de  $e_z$  con el cuadrante compresivo. Ambos cuadrantes, compresivo y distensivo, vienen marcados por la proyección de los ejes P y T, respectivamente. En el caso de mecanismos que presenten desgarres puros este criterio queda indeterminado ya que el buzamiento de ambos planos es  $90^\circ$ . En el caso de que se produzca, Giner (1996) propone duplicar el dato, asignándolo tanto al campo inverso como al normal con un buzamiento de los planos de  $89^\circ$ .



- 2) Determinación del carácter de los planos nodales que definen el mecanismo. Se utilizará el Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983), realizando el cálculo de partir de las fórmulas desarrolladas por De Vicente (1988). Este método otorgará un carácter opuesto a cada plano. En el caso de tener planos nodales en los que su buzamiento y cabeceo estén próximos al límite normal-inverso, puede que el carácter de los planos coincida (buzamiento  $\approx 45^\circ$ , cabeceo  $\approx 90^\circ$  y valores de  $\phi = 0$  en el diagrama cabeceo/buzamiento). En este caso se podrá elegir cualquiera de los dos planos, puesto que su comportamiento mecánico será el mismo a la hora de realizar un análisis poblacional de fallas.
- 3) Por último, se elegirá como falla el plano nodal cuyo carácter coincida con el mecanismo focal obtenido.

Con el conjunto de planos de falla pertenecientes a cada mecanismo se obtiene una población total con la suma de todos los mecanismos, para tratar los datos en conjunto. Este tratamiento se realiza con métodos de análisis poblacional de fallas, para obtener un tensor de esfuerzos regional, como se verá a continuación.

### V. 2. 5. Análisis poblacional de los mecanismos focales

La utilización de este tipo de análisis permite construir con mayor objetividad el mecanismo focal individual, al conocerse el campo de esfuerzos regional bajo el que se ha generado la población total de mecanismos obtenida.

#### V. 2. 5. 1. Método de Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales

Método desarrollado por Giner (1996), que consiste en realizar un análisis poblacional ponderado de todos los planos de falla posibles de la totalidad de los mecanismos focales establecidos para el conjunto. Se define el tensor de esfuerzo-deformación al que mejor se ajustan los sismos analizados, determinando el mecanismo focal definitivo que mejor se ajuste a este tensor regional para cada evento individual.

Una vez que se han obtenido los planos de falla posibles para cada evento, se realizan los siguientes pasos hasta llegar al mecanismo focal de cada sismo:

- a) **Ponderación de los datos.** Si se sumasen directamente los planos de falla posibles de los diferentes eventos, para realizar un análisis poblacional de fallas, los sismos con mayor número de planos de falla, y por tanto, de menor calidad, serían los que tendrían un mayor peso estadístico en esta población. De esta manera, se hace necesaria la ponderación de los datos para dar el mismo peso estadístico a cada evento. Para llevar a cabo esta consideración, Giner (1996), modificando ligeramente las consideraciones propuestas por Zoback (1992) y Delouis *et al.* (1993), propone el establecimiento de unos índices de calidad en función del número de polaridades, magnitud y razón número de polaridades acertadas/número de



polaridades totales (*score*). Dentro de cada uno de estos tres parámetros se establecen otros tres intervalos de calidad, fijando los límites en función de valores máximos y mínimos de la población. De esta manera se han establecido los siguientes intervalos de calidad para los tres valores ya mencionados:

	CALIDAD A	CALIDAD B	CALIDAD C
NºPolaridades (NP)	$NP \geq 13$	$13 > NP \geq 9$	$NP < 9$
Score (S)	$S \geq 0,959$	$0,959 > S \geq 0,917$	$S < 0,917$
Magnitud (M)	$M \geq 3,6$	$3,6 > M \geq 3,3$	$M < 3,3$

Si reducimos en un 5% la representatividad de un sismo cada vez que se disminuye un paso en el índice de calidad (A 0%, B 5%, C 10%), tendremos que:

CALIDAD	PORCENTAJE
AAA	100% de N
AAB	95% de N
AAC	90% de N
ABB	90% de N
ABC	85% de N
BBB	85% de N
ACC	80% de N
BBC	80% de N
BCC	75% de N
CCC	70% de N

siendo N el número común de fallas que debería aportar cada mecanismo si todos tuviesen la misma calidad y mismo número de planos de falla. La elección de este número N de datos es arbitraria, pero se aconseja que sea siempre mayor que el número máximo de planos de falla del evento con más planos. De esta manera, nunca habrá que eliminar planos de falla, sino duplicarlos.



Una vez establecido el porcentaje de  $N$  que aporta cada mecanismo a la población, se pasa a representar en un histograma de frecuencias las direcciones de máxima compresión en la horizontal ( $\sigma_{HMAX}$ ), para el conjunto de los datos de cada mecanismo individualmente. Esta  $\sigma_{HMAX}$  se calcula con el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988).

Hay que sumar los planos de falla necesarios para que cada mecanismo aporte su porcentaje de  $N$  (deducido a partir de la calidad) a la población, sin que varíe la forma del histograma. Es decir, se tienen que duplicar los planos más representativos de la población, para cada intervalo de  $\sigma_{HMAX}$  (Dey) del histograma (intervalos de 15 en 15 grados) hasta alcanzar su porcentaje de  $N$ , sin que varíe la rosa de direcciones de  $\sigma_{HMAX}$  para dicho mecanismo.

**b) Cálculo del tensor de esfuerzos regional.** Con las poblaciones de fallas individuales para cada mecanismo ya ponderadas, se pasa a unir las en una única población con la que se establece el tensor de esfuerzos regional. Para este tratamiento se ha continuado utilizando el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), con el que se obtiene una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  regional para el área de estudio.

**c) Selección del mecanismo focal definitivo.** Obtenida la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  se pasa a calcular, mecanismo a mecanismo, cuál es el plano de falla que mejor se ajusta a la misma, que es seleccionado como plano de falla definitivo. A este plano de falla se le agrega su plano nodal correspondiente (calculado en la construcción individual del mecanismo) para obtener el mecanismo focal definitivo.

#### V. 2. 5. 2. Método de Determinación Simultánea del Tensor de Esfuerzos y de los Mecanismos Focales Individuales

Este método fue desarrollado por Rivera (1989) y Rivera y Cisternas (1990). Consiste en la determinación conjunta de un tensor de esfuerzos y de los mecanismos focales compatibles con ese tensor, para lo cual utiliza todas las polaridades de las primeras llegadas de onda  $P$  de los sismos estudiados, en cada una de las estaciones de registro sísmico.

Se parte de la premisa de que los sismos a analizar han tenido lugar en una zona en la que el tensor de esfuerzos es homogéneo, lo que implica que el área considerada posea una tectónica homogénea.

Para establecer el campo de esfuerzos, estos autores analizan los planos de falla a partir de la ecuación de Bott (1959), al igual que la mayoría de los métodos de análisis poblacional de fallas. El mecanismo focal viene dado por la orientación del plano de falla y por el vector de deslizamiento sobre la misma. Además del mecanismo focal se obtiene el tensor de esfuerzos, tanto su forma (definida por los tres ángulos de Euler,  $\phi$ ,  $\theta$ ,  $\psi$ ) como su factor de forma ( $R' = (\sigma_z - \sigma_x)/(\sigma_y - \sigma_x)$ ); este es el tensor que mejor se ajusta al conjunto de planos de falla establecidos. El error del tensor lo definen las desviaciones medias obtenidas en cada uno de los ángulos de Euler ( $\phi$ ,  $\theta$ ,  $\psi$ ).



El método utiliza dos parámetros para establecer la calidad del sismo en función de la localización de las polaridades con respecto a los planos nodales establecidos en la construcción del mecanismo focal:

- a) número de polaridades explicada por los mecanismos focales establecidos, es decir, razón de ajuste o *score*.
- b) la función descrita por Brillinger *et al.* (1980), con la que además de considerar la polaridad explicada dentro del campo correspondiente, le asigna un valor en función de la posición relativa con respecto a los planos nodales deducidos (verosimilitud).

Este método fue programado por Rivera y Cisternas (1990) y necesita tres grupos de datos:

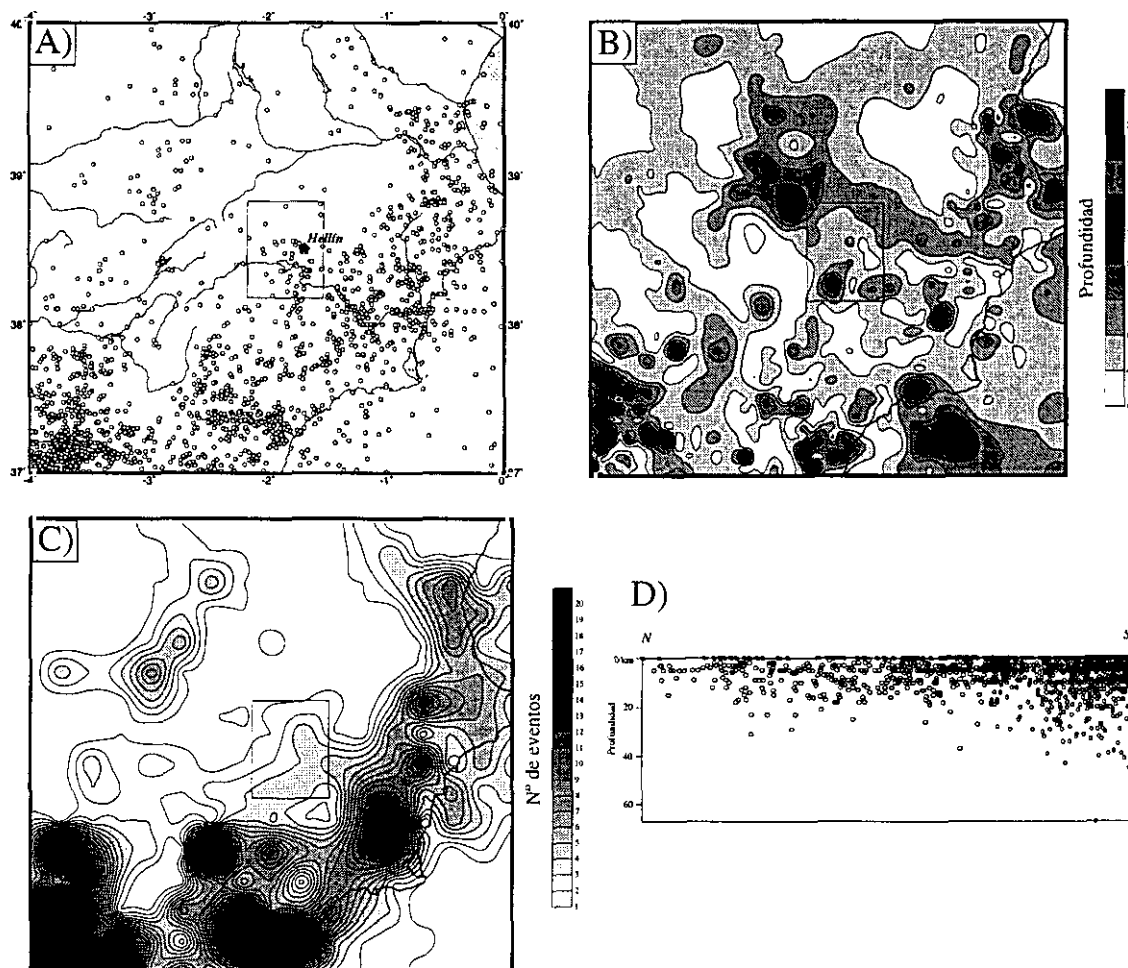
- 1) tensor de esfuerzos de prueba inicial, definido por los ángulos de Euler y el factor de forma.
- 2) orientaciones iniciales de prueba del plano de falla de cada mecanismo focal.
- 3) un fichero con los datos (orientación de la primera llegada de onda P y polaridad de la misma) de todas las estaciones que han registrado cada uno de los sismos analizados.

El programa utiliza un método inverso, a partir de los datos iniciales introducidos, realizando un proceso iterativo de cálculo, variando el tensor de esfuerzos y la orientación de los planos de falla iniciales, hasta maximizar los parámetros calculados. Según Delouis *et al.* (1993) e I.P.S.N. (1993), los datos iniciales del tensor de esfuerzos no influyen en el resultado. Según Giner (1996), se debe tener en cuenta que, en metodologías de análisis poblacional de fallas basadas en la ecuación de Bott, en las que se establece un proceso iterativo de cálculo a partir de datos iniciales de forma y orientación del tensor de esfuerzos, se pueden llegar a soluciones con mínimos relativos de la función de ajuste.

Los resultados que nos ofrece el programa son los datos del tensor de esfuerzos y los planos nodales de cada uno de los mecanismos que más ajusten al tensor de esfuerzos calculado. Cabe mencionar que el programa proporciona un conjunto de mecanismos focales, es decir, fallas, compatibles mecánicamente con el tensor seleccionado. En el caso de que exista una falla mecánicamente incompatible, es decir, no homogénea con el resto, el programa reduce drásticamente el *score* de dicho evento.

### V.3. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD INSTRUMENTAL EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Debido a las características de la sismicidad instrumental del área seleccionada para el estudio de campo, se decidió ampliar la zona para que el cálculo del tensor de esfuerzos regional fuese representativo. La zona se ha orlado aproximadamente 120 km al norte y al sur y 170 km al este y oeste. De esta manera, las coordenadas geográficas del polígono de estudio corresponderían a todos los sismos comprendidos entre los 0° y los - 4° de longitud y entre los 40° y 37° de latitud. En la figura V.6A se pueden observar todos los epicentros de terremotos inventariados por el I.G.N. desde



**Fig. V.6.** A) Localización epicentral de todos los sismos inventariados por el I.G.N. en el área de estudio, B) mapa de densidad de epicentros, C) mapa de profundidades de sismos (años 1980-1997), y D) proyección en un corte N-S de todos los terremotos acaecidos en la zona entre los años 1980-1997.

las primeras crónicas históricas hasta la actualidad (del 237 a. de C. a 1995). Las alineaciones más representativas son NO-SE, como las directrices de los principales desgarres de la zona de campo. Se puede observar cómo dentro de ésta, las alineaciones de epicentros mantienen la dirección NO-SE. También quedan marcados los límites de la Cordillera Bética (NE-SO) (Fig. V.6B). Si se representan estos datos en un mapa de isoprofundidades (se han seleccionado datos sólo desde el año 1980), se pueden observar de forma clara las lineaciones NO-SE (Fig. V.6C). Cabe destacar la acumulación de terremotos profundos en la zona SO de la zona de campo, al sur de la falla de Socovos-Calasparra y junto los afloramientos de vulcanismo ultrapotásico de la zona, lo que corrobora el carácter profundo de las fallas de dirección NO-SE de esta banda de transferencia. Proyectando todos los hipocentros en un corte N-S del área seleccionada para el estudio de la



sismicidad, se aprecia cómo los sismos van ganando profundidad de N a S, es decir, son más profundos en la Cordillera Bética (Fig. V.6D). La concentración de hipocentros a 10 km de profundidad en la Llanura Manchega (zona norte del corte), es justificada por Rincón y Vegas (1998) como una acumulación de esfuerzos en el límite entre la corteza superior y la inferior debido a la carencia de accidentes importantes que nucleen la deformación. A su vez, el aumento de profundidad de la sismicidad debe estar condicionado por discontinuidades profundas (desgarres y cabalgamientos) que hacen que se pueda acumular energía en profundidades mayores a pesar de que la corteza se adelgaza hacia el Mar de Alborán, como proponen Van der Beek y Cloeting (1992).

Teniendo en cuenta la distribución espacio-temporal de los eventos, se han localizado dos “crisis” sísmicas, cuyos epicentros están alineados según una orientación NO-SE, en la zona de estudio. La primera tuvo lugar en 1986, entre los meses de Febrero y Junio, en los que se registraron

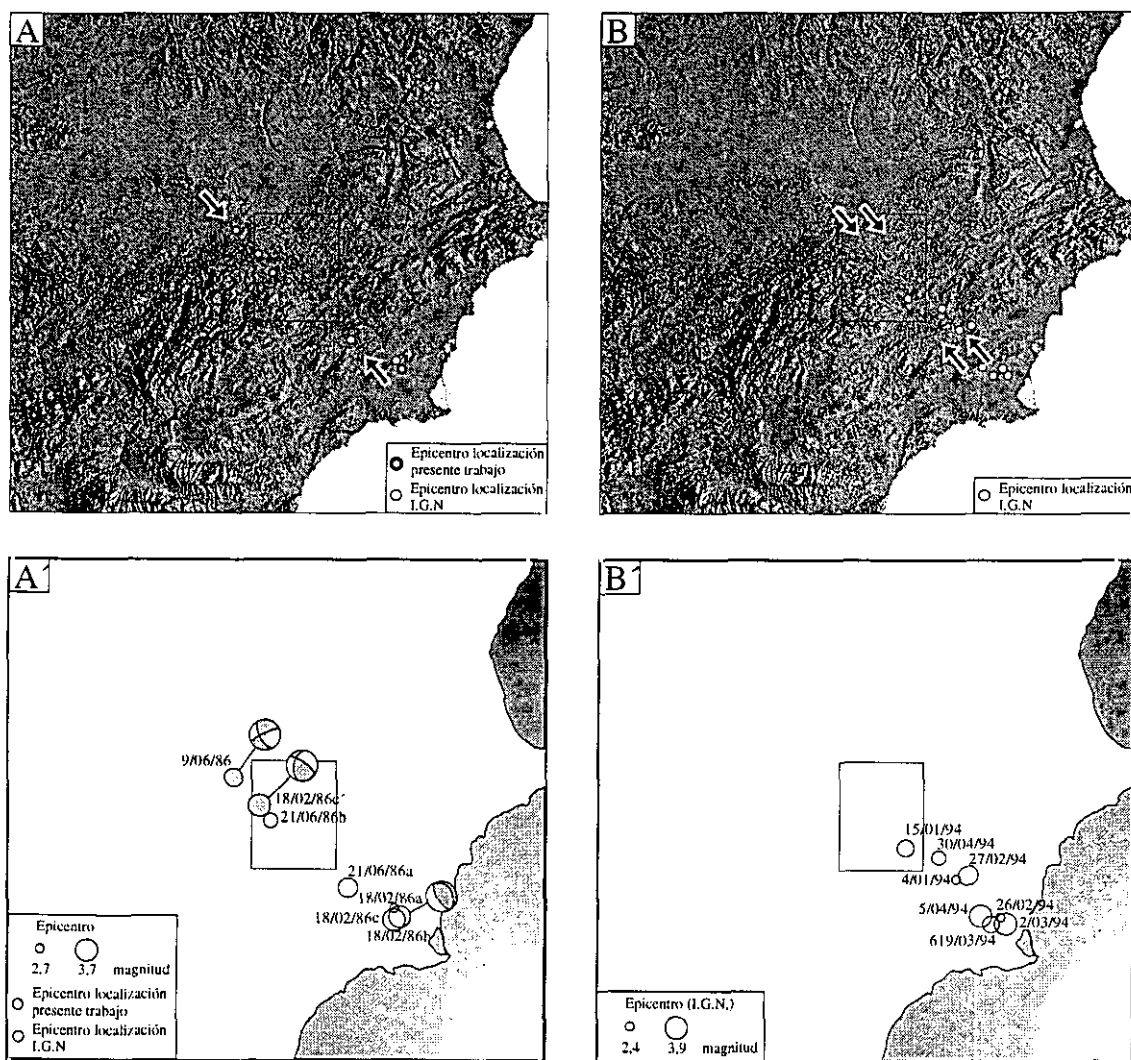


Fig. V.7. Alineaciones de epicentros (NO-SE) según los principales desgarres de la zona, distribuidos en dos “crisis” sísmicas: A) Febrero-Junio de 1986 y B) Enero-Abril de 1994.





6 eventos, 3 el 18 de Febrero y otros tres del 1 al 9 de Junio. Tres de estos terremotos tienen mecanismo focal calculado (ver apartado V.3.1) (Fig. V.7A) con sus planos de falla dispuestos paralelos a la orientación de los epicentros, pero con direcciones de acortamiento perpendiculares y oblicuas a la lineación. Entre Enero y Abril de 1994 se producen dos eventos al mes según una alineación muy similar a la anterior, pero más desplazados al SE (Fig. V.7B). En este caso, los epicentros no se disponen en una traza tan rectilínea como la anterior, distribuyéndose en dos alineaciones paralelas y muy próximas (Fig. V.7B). Estas distribuciones de epicentros, según los principales desgarres de la zona, confirma su potencial sísmico. Estos desgarres tienen trazas superficiales que pueden superar los 120 km y con terremotos asociados de hasta 35 km de profundidad en la zona, por lo que pueden actuar como las fuentes sismogénicas más importantes del área. Con estas trazas y profundidades estimadas, podrían generar terremotos de magnitudes superiores a 7,5 (Wells y Coppersmith, 1994).

Los datos solicitados al I.G.N., y cedidos por este mismo organismo, corresponden exclusivamente a eventos de magnitud superior a 3 (Fig. V.8A). De un total de 13.162 sismos inventariados por el I.G.N. en la zona, tan sólo 103 tienen magnitud superior a 3. De estos 103 sismos seleccionados, únicamente se ha podido determinar el mecanismo focal de 28 (Fig. V.8B).

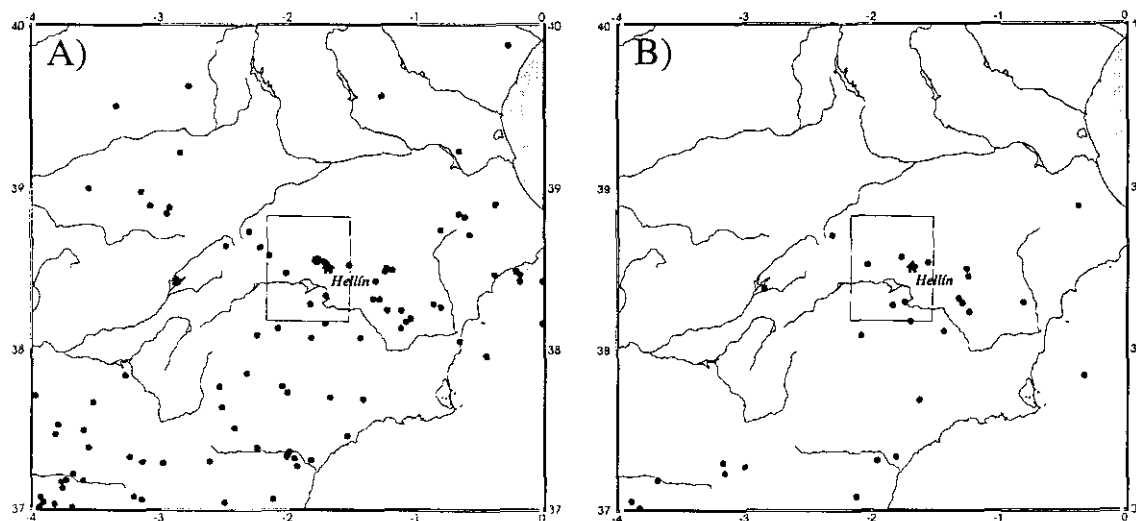


Fig. V.8. A) Localización epicentral de todos los sismos de  $M > 3$ ; y B) localización epicentral de los sismos que se ha podido construir su mecanismo focal. El rectángulo central corresponde a la zona del estudio de campo.

Con los eventos seleccionados para el cálculo de mecanismos focales, una vez filtrados los datos para sismos de magnitud superior a 3, y con un número de polaridades superior a 6 (Tabla V.2) (sólo se han utilizado dos sismos con 5 polaridades por su interés al encontrarse dentro de la zona de campo), se ha procedido a la construcción de los mecanismos focales (Fig. V.9). La numeración que aparece en la primera columna ( $N^{\circ}$  sis) de la Tabla V.2 se ha establecido por orden cronológico y servirá como número identificativo de cada mecanismo focal para simplificar la notación.



Nº sis.	LATITUD	LONGITUD	FECHA	HORA	PROF.	RMS	EH	EZ	MAG.	Nº POL.	SCORE	IDIR	BUZ.	BUZ.	CAB.	CAMPO	CALIDAD
1	38.534	-1.576	851125	2056	20	0,42	7,6	9,44	3	6	1	269	49	146	Inverso	CCA	
2	38.703	-2.318	860609	2305	29,3	0,32	0,92	0,97	3,4	7	1	335	81	150	Normal	BCA	
3	38.112	-1.444	860621	458	6,5	0,42	1,21	4,33	3,5	9	1	280	45	32	Inverso	BBA	
4	38.522	-2.046	860621	1127	9,1	0,21	0,61	0,96	3,1	6	1	60	25	90	Inverso	CCA	
5	38.231	-1.244	861219	10	14,9	0,14	0,57	1,39	3,7	14	0,923	205	35	69	Inverso	AAB	
6	38.291	-1.753	870914	204	6,34	0,29	1,95	4,05	3	5	1	150	55	64	Normal	CCB	
7	37.181	-3.701	880820	1642	17,3	0,24	1,02	2,03	3,9	13	0,875	240	40	173	Inverso	AAC	
8	37.007	-3.841	881207	1850	14,9	0,21	0,88	2,62	3,4	8	1	295	35	51	Inverso	BCA	
9	38.270	-1.849	921106	252	5,8	0,26	0,42	1,99	3,2	7	1	300	43	109	Inverso	CCA	
10	38.282	-1.300	930723	359	12,9	0,35	0,7	1,44	3	8	1	300	70	142	Normal	CCA	
11	38.448	-1.255	931006	1349	2,1	0,37	0,96	4,28	3,2	9	1	292	53	124	Normal	CBA	
12	38.313	-1.328	931019	1814	7,2	0,42	0,95	2,71	3,5	11	0,909	8	42	95	Inverso	BBC	
13	37.686	-1.642	931103	2131	10,5	0,58	1,44	4,39	3,4	8	1	255	30	73	Inverso	BCA	
14	38.283	-0.820	931111	205	12,9	0,38	1,23	2,62	3,2	7	1	249	37	157	Inverso	CCA	
15	37.838	-0.342	931211	251	20,4	0,3	3,02	1,33	3,4	9	0,888	55	66	147	Normal	BBC	
16	37.047	-3.903	940108	2248	3,8	0,48	0,72	3,68	3,6	18	0,888	360	43	61	Inverso	AAC	
17	37.227	-3.165	940117	550	9,1	0,24	0,46	1,63	3,2	9	1	140	55	120	Normal	CBA	
18	37.293	-3.179	940212	336	4,8	0,67	1,17	4,45	3,3	7	1	255	56	81	Normal	BCA	
19	37.331	-1.821	940311	2142	5,4	0,54	1,16	3,05	3	8	1	305	58	88	Normal	CCA	
20	37.309	-1.967	940419	2351	21,2	0,24	0,74	1,27	3,6	12	1	85	48	145	Inverso	ABA	
21	38.887	-0.384	940607	310	20,1	0,4	2,14	1,47	3,1	8	0,875	295	55	25	Inverso	CCC	
22	38.084	-2.090	940913	2106	8,5	0,19	1,06	0,75	3	8	1	225	62	21	Inverso	CCA	
23	38.495	-1.271	941128	730	1,22	0,3	0,6	2,78	3,4	7	1	175	20	95	Inverso	BCA	
24	37.269	-3.004	941203	1842	6,2	0,29	0,63	1,29	3,5	9	1	15	55	78	Normal	BBA	
25	37.078	-2.133	950318	1340	5,5	0,29	0,73	1,26	3,9	12	1	60	50	110	Normal	ABA	
26	38.372	-2.853	950411	642	3,7	0,27	0,4	1,59	3,5	8	1	135	40	118	Inverso	BCA	
27	38.568	-1.783	950416	1359	7,63	0,36	0,63	1,81	3,2	9	0,888	305	80	135	Normal	CBC	
28	38.173	-1.711	950425	802	5,38	0,48	0,85	2,32	3	5	1	350	55	105	Normal	CCA	

Tabla V.2. Datos de los 28 sismos que se ha obtenido mecanismo focal. N° sis.: número de sismo por orden cronológico asignado a cada mecanismo para simplificar la notación; PROF.: profundidad del sismo relocalizado; EH y EZ: errores en la localización horizontal y vertical, respectivamente; MAG: magnitud; N° POL: número de polaridades; CALIDAD: índice de calidad obtenido con el método de Giner (1996).

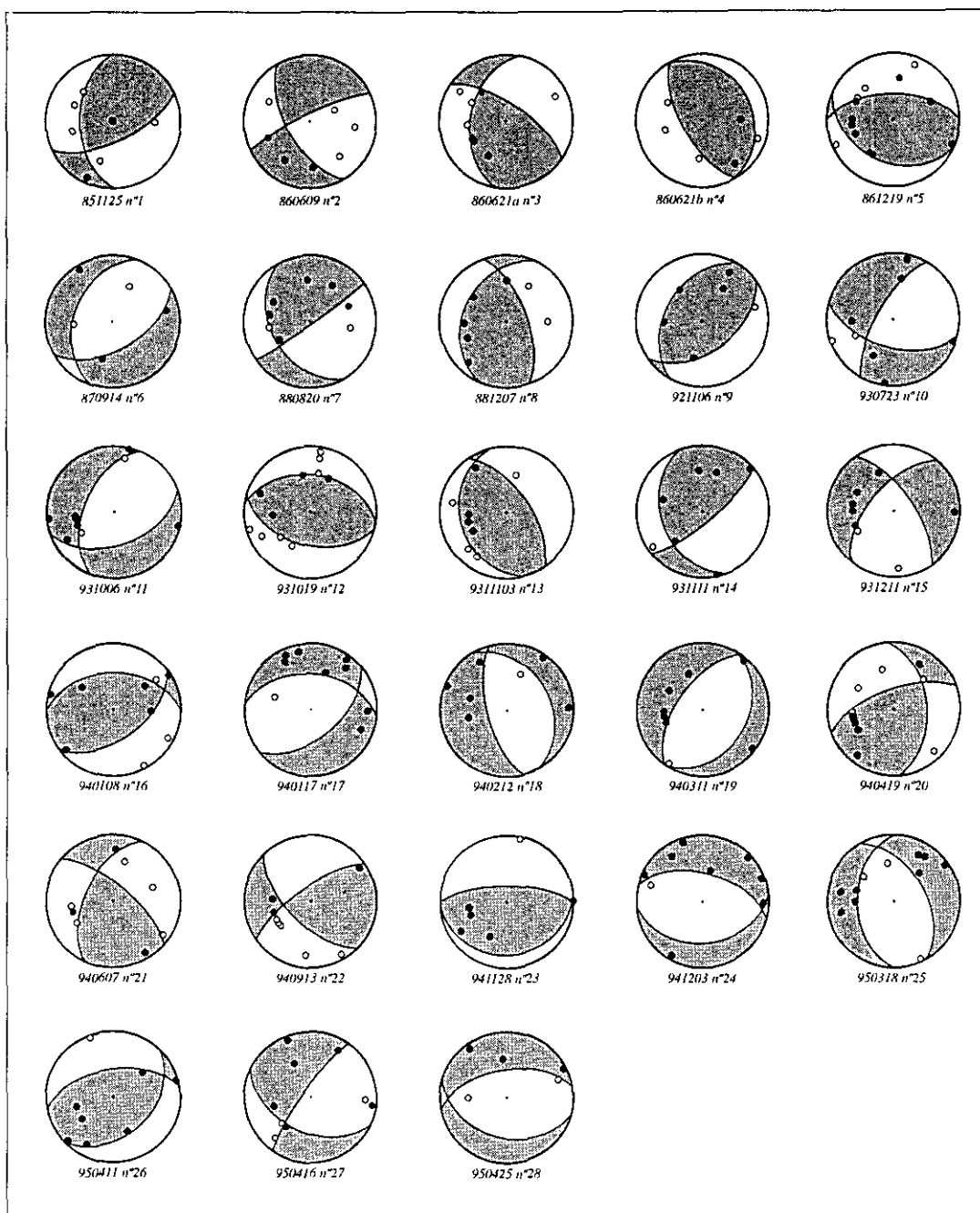


Fig. V.9. Representación estereográfica de los 28 sismos que se ha obtenido mecanismo focal con el método de Giner (1996) (hemisferio inferior).



### V. 3. 1. Aplicación del método de Análisis Poblacional Ponderado del los mecanismos focales en el área de estudio

#### Construcción de los mecanismos focales

Para el establecimiento de los planos nodales posibles en cada sismo, se ha utilizado el programa P.I.B.M.F. (Núñez-Cornú, 1987; Cabañas *et al.*, 1996). Con estos planos nodales se ha pasado a calcular el plano de falla compatible con el carácter inverso o normal de cada mecanismo (plano neoformado). Como ya se ha mencionado en apartados anteriores (ver apartado IV.1), se ha utilizado la metodología propuesta por Capote *et al.* (1991), basado en el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), para el cálculo del plano de falla.

#### Ponderación de los datos

El siguiente paso corresponde al de la ponderación de los datos, para poder realizar un análisis poblacional ponderado de mecanismos focales, tal como propone Giner (1996). Una vez ponderados los datos y tratados en el Modelo de Deslizamiento en conjunto, se obtiene el tensor regional que ha generado esta población de sismos. Tras el proceso de ponderación para 1174 planos de falla deducidos, aparecen dos máximos en direcciones de compresión que resultan perpendiculares, una NO-SE y otra NE-SO.

#### Selección de los planos de falla definitivos y análisis poblacional de fallas

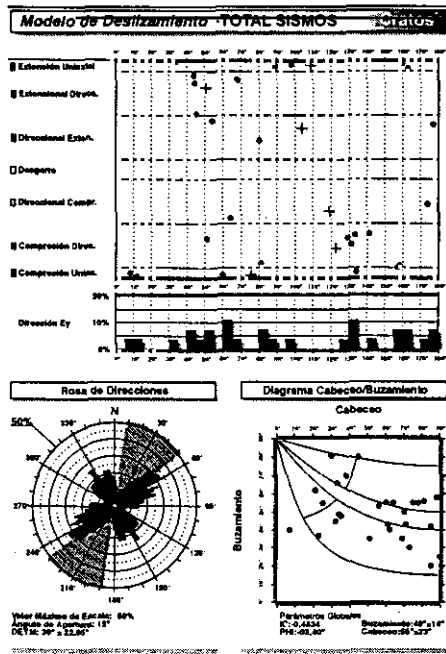
Definido el tensor de esfuerzos regional, se ha seleccionado el plano de falla de cada mecanismo que más se ajuste a este tensor. Por tanto, se han seleccionado los planos de falla cuyo comportamiento mecánico es el que más ajusta al tensor de esfuerzos calculado.

Si se tratan en conjunto estos 28 planos de falla seleccionados con el Modelo de Deslizamiento (De Vicente, 1988), se obtienen dos direcciones de  $\sigma_{HMAX}$  subperpendiculares, una N158E (campo 1) y otra N062E (campo2) (Fig. V.10A). Si se separan las fallas que marcan estas dos direcciones de  $\sigma_{HMAX}$ , se obtienen dos subpoblaciones de 14 fallas. La subpoblación que marca la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N158E está constituida esencialmente por fallas inversas, con tan sólo tres fallas normales (Fig. V.10B), mientras que la subpoblación que se ajusta a la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N062E está formada principalmente por fallas normales (Fig. V.10C).

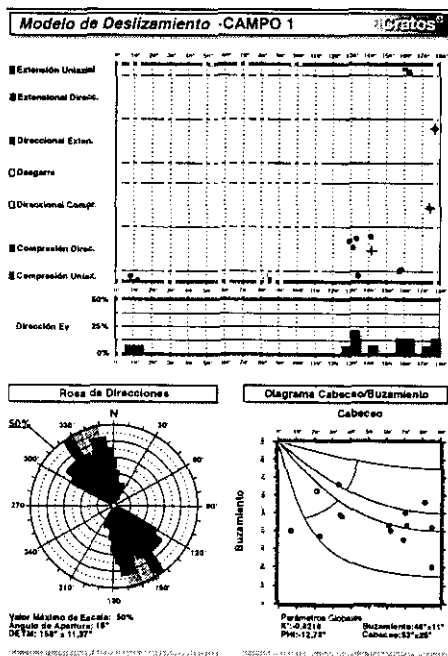
Con el método de los Diedros Rectos, la población que se ajusta a la moda N158E da una figura de interferencia de falla inversa, con una máxima dirección de compresión hacia los N160E y extensión en la vertical (Fig. V.11A). La población que se ajusta a la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N62E ofrece una figura de interferencia normal-direccional, con una dirección de extensión media hacia los N170E (Fig. V.11B). Si se separan las fallas normales de las inversas en la segunda población, las figuras de interferencia son mucho más claras. Las fallas normales dan una figura de interferencia normal-direccional, con una extensión principal hacia los N170E (Fig. V.11C), y las inversas, una



A)



B)



C)

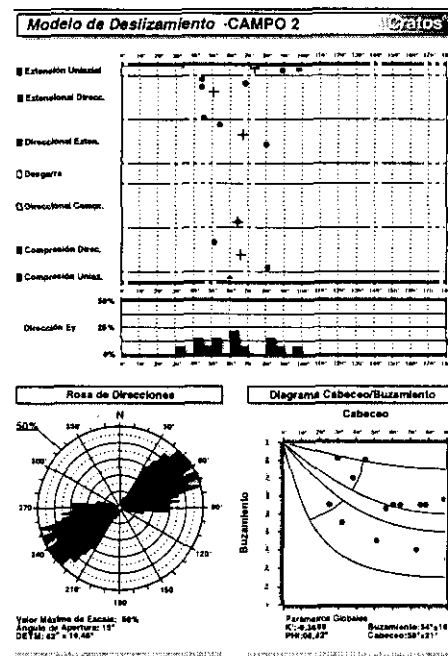


Fig. V.10. Representación del diagrama  $E_y / K'$  para las poblaciones de fallas definitivas de mecanismos focales de: A) datos totales, B) fallas que se ajustan a la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N158E (campo 1) y C) fallas que se ajustan a la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N062E (campo 2).



dirección de máxima compresión hacia los N65E (Fig. V.11D).

Utilizando el Método de Inversión de Esfuerzos de Reches (1978) se ha llegado a una solución similar. Si se tratan todos los datos en conjunto, el programa Stress (Reches, 1992) separa la población en dos subpoblaciones de fallas compatibles con los campos 1 (fallas inversas; tensor 1) y 2 (fallas normales; tensor 2). El tensor 1 explica 11 fallas inversas que marcan una dirección de  $\sigma_1$  subhorizontal hacia los N155E, con  $\sigma_3$  en la horizontal (para un coeficiente de fricción de 0,5, un  $R=0,07$ , un error angular principal de  $25^\circ$  y un error de  $18^\circ$  entre la estría teórica y la real) (Fig. V.12A). El tensor 2 explica 12 fallas normales con  $\sigma_2$  subhorizontal hacia los N154E, con  $\sigma_1$  vertical (coeficiente de fricción = 1,0 y  $R = 0,06$ , errores de  $30^\circ$  para el ángulo principal y  $27^\circ$  para el deslizamiento). Al coexistir fallas normales y normal-direccionales el programa tiende a permutar  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  con  $\sigma_1$  fijo en la vertical, es decir, la solución es de extensión triaxial o cizalla triaxial (Fig. V.12B).

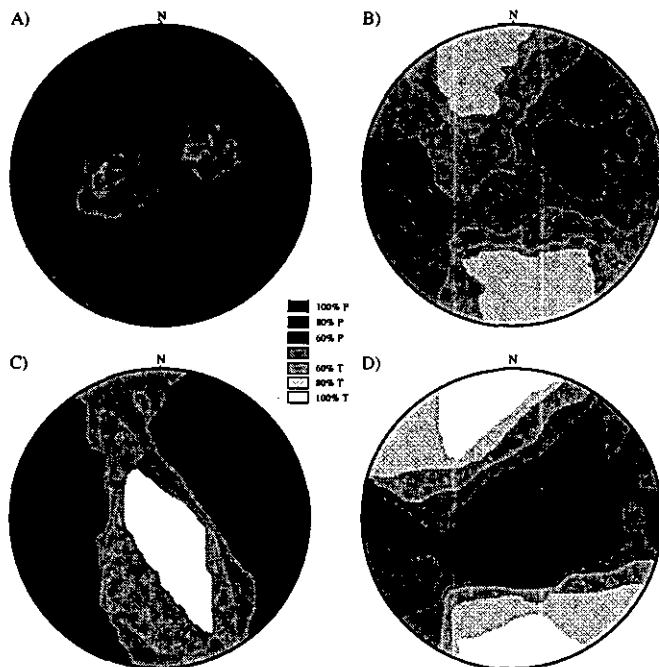
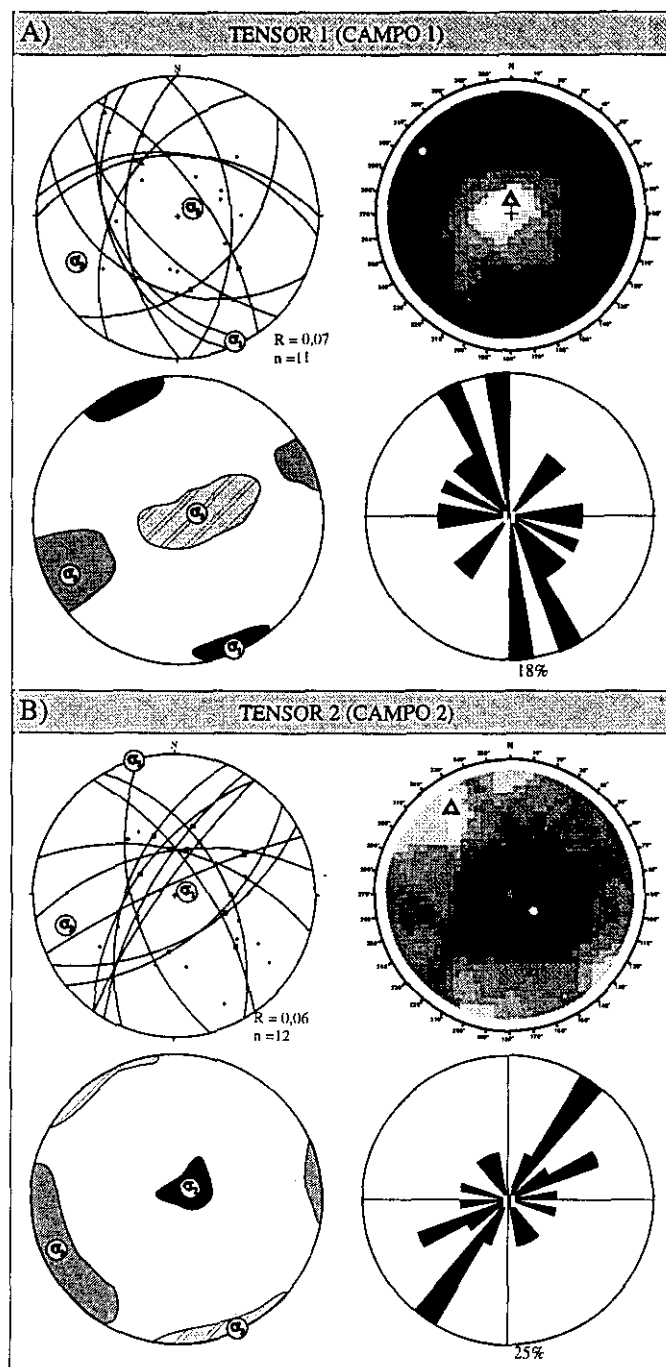


Fig. V.11. Representación de las figuras de interferencia del método de los Diedros Rectos: A) fallas que son compatibles con la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N158E (campo1), B) fallas que son compatibles con la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N062E (campo2), C) fallas inversas del campo 2 y D) fallas normales del campo 2.

Para obtener los márgenes de confianza de esta solución se ha realizado un muestreo por reemplazamiento para la población de fallas estudiadas (Reches, 1992). Dicho muestreo se ha realizado para 500 soluciones posibles de otras tantas poblaciones de fallas seleccionando de forma aleatoria los datos de la población inicial. El radio de confianza para la solución en  $\sigma_1$  es de  $16$  y  $17^\circ$  en el tensor 1 y 2, respectivamente, con lo que la solución ofrece un buen ajuste. Los radios de confianza son más altos para  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  ( $50$  a  $60^\circ$ ), ya que tienden a ser permutados al mezclar fallas inversas e inverso-direccionales y fallas normales y normal-direccionales (Fig. V.12A y B). Las soluciones del tensor 1 y 2 resultan coaxiales con  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  permutados en la horizontal.

Si se contrasta esta solución con el método de los Diedros Rectos la figura de interferencia que resulta del tensor 1 es de compresión triaxial, con una dirección de máximo acortamiento hacia los N125E. Esta solución es compatible con el tensor obtenido y genera una extensión máxima en la vertical (Fig. V.12A). En el caso del tensor 2, el diedro de interferencia es extensivo, al igual que la solución obtenida con el método de Inversión de Esfuerzos, con una dirección de estiramiento



*Fig. V.12. Resultados obtenidos con el método de Inversión de Esfuerzos de Reches (1992) para el conjunto de la fallas de los mecanismos focales deducidos para el campo 1 (tensor 1) y 2 (tensor 2). Diagramas de diedros rectos para cada tensor. Los diagramas de densidades corresponden a la dispersión de los ejes de esfuerzos calculados para cada tensor. Las rosas de direcciones representan las direcciones de los planos de falla de cada tensor.*



máximo hacia los N145E pero mostrando una solución muy radial (Fig. V.12B). La rosa de orientaciones de las direcciones de los planos de falla del tensor 1 indica dos direcciones principales, una N15-160E y otra N170-180E, con algunas directrices E-O. En el tensor 2 hay menos dispersión, con una moda principal N30-40E, a pesar de que existen fallas en casi todas las direcciones, lo que favorece la triaxialidad de la solución (Fig. V.12A y B).

Teniendo en cuenta estas dos subpoblaciones mecánicamente incompatibles de fallas inversas y normales obtenidas con el método de Inversión de Esfuerzos, se han calculado los valores de  $K'$  y las relaciones  $e_y / e_x$  mediante el Modelo de Deslizamiento. Tanto para las fallas inversas como para las normales, se han proyectado los datos interpolados de orientaciones de ejes  $e_y$  y  $e_x$ , junto con los valores de  $K'$  e isovalores de  $e_y / e_x$  (Fig. V.13). Con estos nuevos datos se podrán delimitar áreas que estén sometidas a un régimen de esfuerzo/deformación similar, además de poder relacionarlas con la profundidad de los sismos y, por tanto, con la estructura tectónica.

En la subpoblación de fallas inversas (tensor 1) los valores de  $K'$  comprendidos entre -0,5 y -1 (fallas inversas) se proyectan en el frente de cabalgamientos de Arco de Alcaraz, pasando hacia el S por un corredor que coincide con la banda de transferencia N del Arco. Los valores de  $K'$  con componentes de cizalla ( $K' < -1$ ) se distribuyen a lo largo de la Cadena Bética (Fig. V.13A). Los datos de  $K'$  obtenidos indican que, para el tensor 1, el régimen principal de deformación es de desgarre en la Cadena Bética, pasando a compresivo en el Arco de Alcaraz y parte de la banda de transferencia que se desarrolla dentro de la zona de estudio. La relación  $e_y / e_x$  (Fig. V.13B) ofrece una distribución análoga, pudiéndose observar soluciones próximas a 1 paralelas a la cadena.

Si se realiza una inversión de esfuerzos para los datos que presentan una mayor componente inversa ( $K' > -1,4$ ; sismos nº 4, 5, 9, 12, 23) y que se concentran en la banda de transferencia, se obtiene un tensor de falla inversa con una compresión triaxial ( $R = 0,64$ ) (Fig. V.13C). En este caso, la orientación de  $\sigma_1$  es N-S, lo que es consecuencia de la combinación de esfuerzos compresivos de dirección NO-SE y NE-SO en la zona.

Para la subpoblación de fallas normales (tensor 2), las soluciones de  $K'$  más extensivas ( $1 > K' > 0$ ) se proyectan dentro de zonas elevadas en las Béticas Internas, alargándose hacia el NE dentro de la zona de estudio. Estos valores incluyen la Cuenca de Camarillas-Las Minas, uno de las estructuras extensivas activas más importantes de la zona estudiada (Fig. V.13D). En este caso los isovalores de  $e_y / e_x$  presentan una distribución equivalente a la de los  $K'$ , disponiéndose los valores más bajos (más extensivos) en las mayores elevaciones de las Béticas (Fig. V.13E). Teniendo en cuenta el área que abarcan los valores de  $K'$  más extensivos ( $1 > K' > 0$ ) y seleccionando los terremotos que engloba (sismos nº 6, 11, 17, 18, 19, 24, 25, 28), el tensor que se obtiene con el método de inversión de esfuerzos es extensivo con una extensión máxima hacia los N152E. Esta solución corresponde a un tensor de extensión triaxial ( $R = 0,21$ ) (Fig. V.13F). Esta subpoblación sigue siendo extensiva y con la misma orientación de  $\sigma_3$  (N152E) que la obtenida para el tensor 2, pero con una solución más triaxial. La causa es la misma que la que se ha descrito para las fallas inversas, pero en este caso para extensiones, es decir extensiones perpendiculares van a dar soluciones radiales.



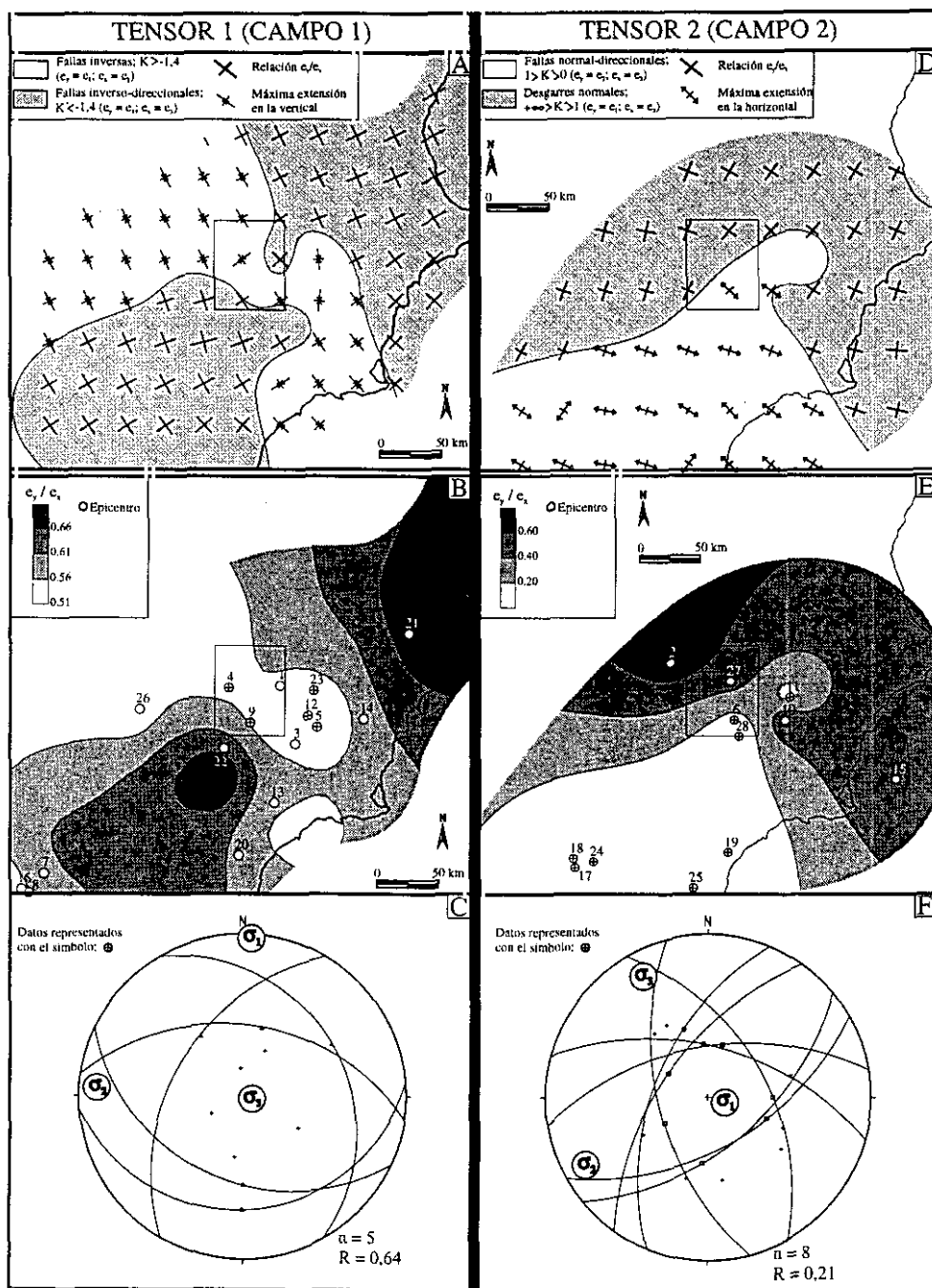


Fig. V.13. A) Mapa de orientaciones de ejes  $e_1$ - $e_2$ - $e_3$  del elipsoide de deformación y valores de  $K'$  ( $e_1$ - $e_2$ ) para los sismos del tensor 1, B) mapa de isovalores de la relación  $e_1$ - $e_2$  (Tensor 1), C) tensor de esfuerzo obtenido para los sismos con componente más compresiva, D) mapa de orientaciones de ejes  $e_1$ - $e_2$ - $e_3$  del elipsoide de deformación y valores de  $K'$  ( $e_1$ - $e_2$ ) para los sismos del tensor 2, E) mapa de isovalores de la relación  $e_1$ - $e_2$  (Tensor 2), F) tensor de esfuerzo obtenido para los sismos con componente más extensiva.



Si se observan con detalle los mapas de la figura V.13, descritos anteriormente, se puede ver claramente cómo la banda de transferencia norte del Arco estructural Cazorla-Alcaraz-Hellín queda muy bien definida. Esta banda parece actuar como un límite entre fallas normales y desgarres, para un tensor extensivo (tensor 2). En el tensor 1 también aparece este límite, que actúa en este caso como un corredor en el que las fallas presentan una componente más inversa. Esto confirma la importancia de esta banda de transferencia que compartimenta la deformación. Desde este punto de vista, es potencialmente una fuente sismogénica muy importante.

### Cálculo de las trayectorias de esfuerzo

Una vez deducido el campo de esfuerzos actual en la zona, se pasará al cálculo de las trayectorias de esfuerzo de las direcciones principales de  $\sigma_{HMAX}$ , N158E (campo 1) y N162E (campo 2), definidos a partir del método de Giner (1996) (Fig. V.14A y V.14B). Estos dos campos de esfuerzos se disponen subortogonales. El cálculo se ha llevado a cabo con el programa Traject (Lee y Angelier, 1994). Para su visualización, se han representado en la figura VI.15 todos los mecanismos focales en conjunto sobre un esquema estructural regional (localización epicentral y mecanismos focales de la población de sismos que definen el campo 1 y el campo 2).

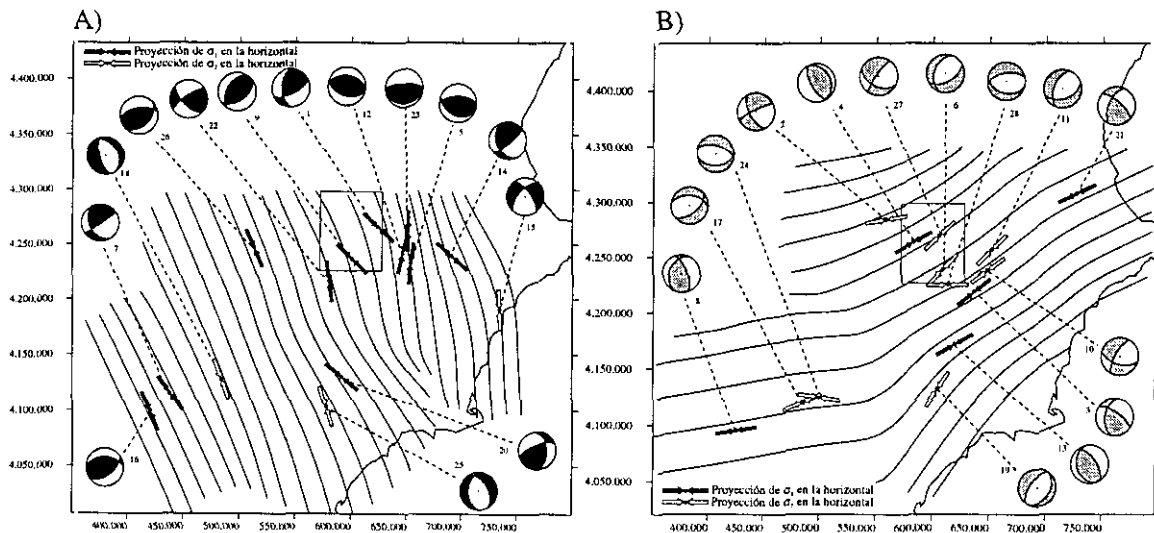


Fig. V.14. Representación de las trayectorias de esfuerzo y mecanismos focales de los campos de esfuerzos: A) campo 1 ( $\sigma_{HMAX}$  N158E) y B) campo 2 ( $\sigma_{HMAX}$  N062E).

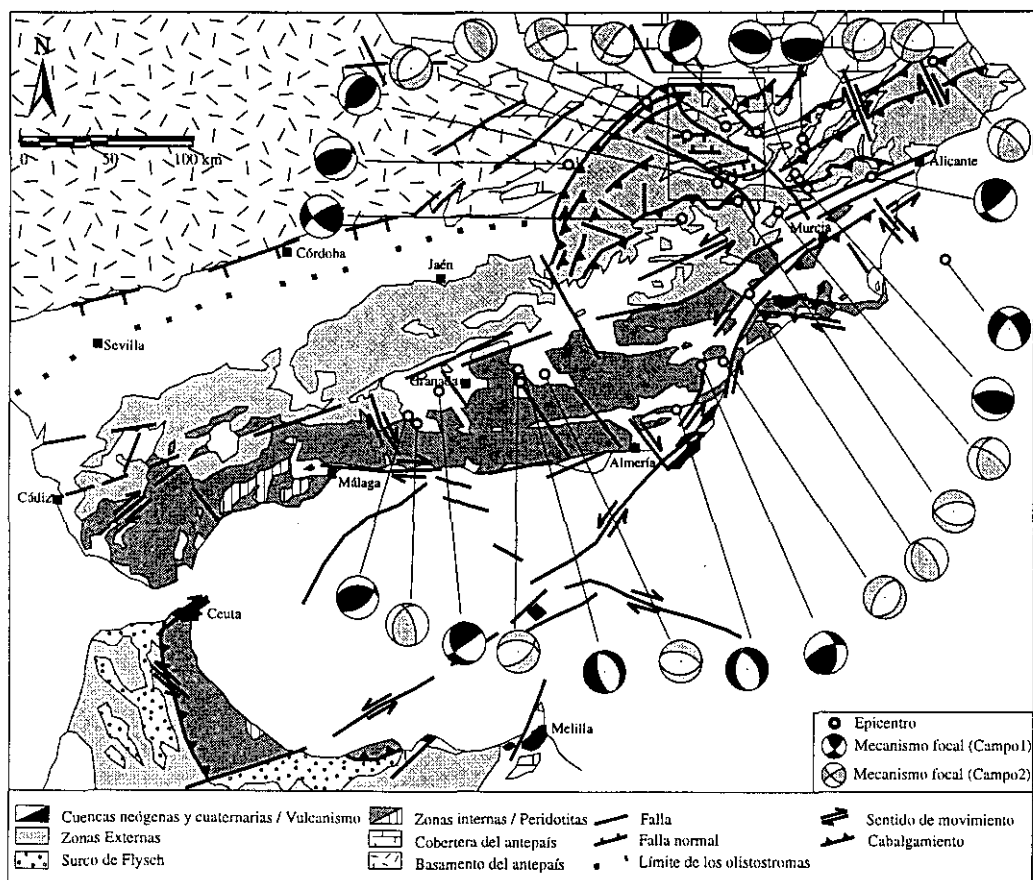


Fig. V.15. Representación de los mecanismos focales del campo 1 ( $\sigma_{HMAX}$  N158E) y campo 2 ( $\sigma_{HMAX}$  N062E) sobre un esquema tectónico de la zona (SE de la Península Ibérica-Estrecho de Gibraltar).

### Campos de esfuerzo

A continuación se pasará a describir ambos campos de esfuerzos y su relación con la tectónica regional:

a) **Campo 1.** De los 14 mecanismos que lo definen, 11 son de falla inversa y 3 de falla normal, con una dirección media de  $\sigma_{HMAX}$  NO-SE. La proyección de las trayectorias de esfuerzo correspondiente a la subpoblación del campo 1 (Fig. V.16) es compatible con las trayectorias deducidas por Galindo *et al.* (1993). Según estos autores, las trayectorias de  $\sigma_{HMAX}$  desde el Mioceno hasta el Cuaternario, deducidas en materiales del Paleozoico al Neógeno, así como la dirección actual de esfuerzos, tienen una orientación NO-SE. La variación en la orientación respecto al entorno mediterráneo (NNO-SSE) es el resultado de la traslación hacia el oeste del Dominio de Alborán (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). Dicho dominio actuaría como una cuña orogénica que produce perturbaciones en el campo general de esfuerzos NO-SE, y origina una compresión en sus bordes



y una extensión en sus zonas centrales. La compresión en los bordes es responsable de la formación de pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el NO en el Dominio Sudibérico y hacia el SE en el Dominio Africano-Magrebí (Zonas Externas del Rif). La extensión en las partes centrales del Dominio de Alborán originó la formación del Mar de Alborán. El límite entre las zonas sometidas a compresión o extensión avanza hacia los Dominios Sudibérico y Africano-Magrebí, alejándose del Dominio de Alborán (Galindo-Zaldívar *et al.*, 1993). El movimiento hacia el oeste del Dominio de Alborán no debió originar un campo E-O (Sanz de Galdeano, 1990), hecho que plantearía problemas en el sentido de movimiento de los desgarrs principales, sino una desviación hacia el NO del campo regional NNO-SSE. Esta nueva situación podría resolver la geodinámica de la región de estudio, ya que el campo primario reflejaría la variación que experimenta el campo NO-SE bético dentro de una zona de desgarr dextrosa.

Este campo 1 también es compatible con los resultados obtenidos por Herráiz *et al.* (1998), tanto a escala peninsular como a escala local (Cordillera Bética). Estos autores separan las Béticas Internas (47 mecanismos focales) de las Externas (33 mecanismos focales) para el tratamiento de los

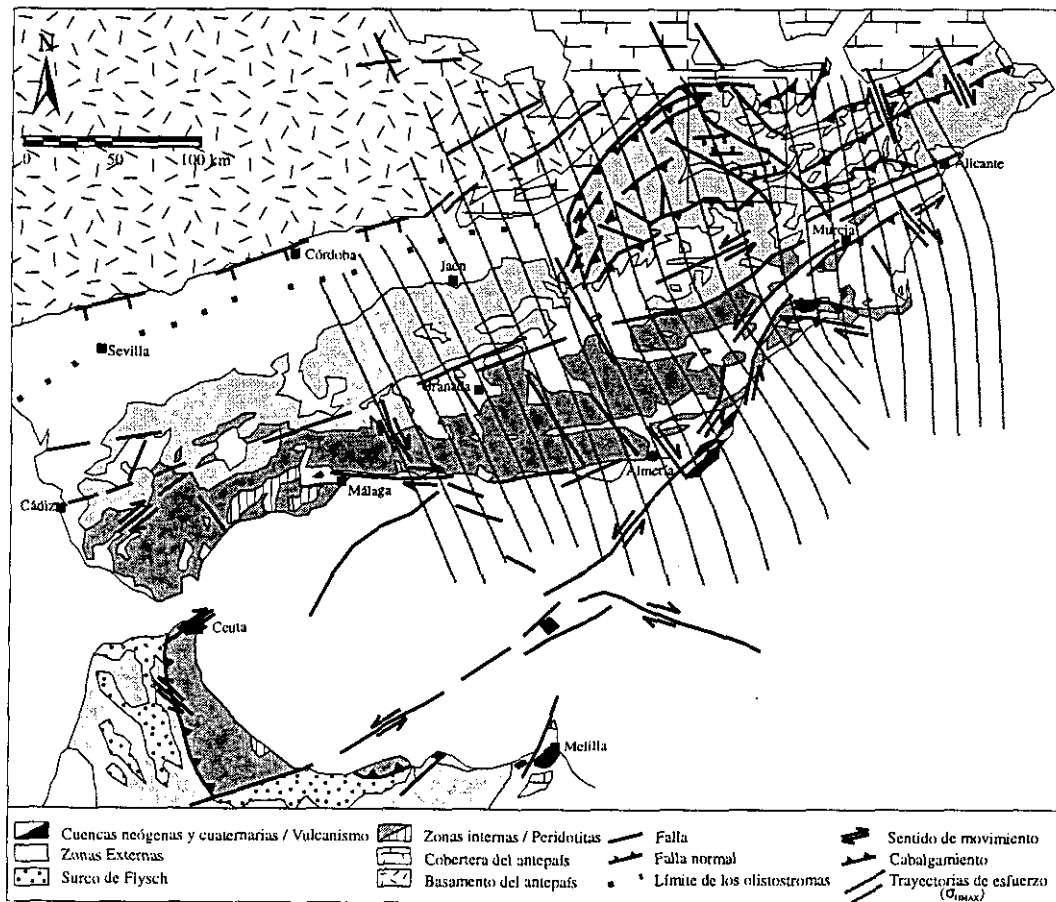


Fig. V.16. Representación de las trayectorias de esfuerzos del campo 1 ( $\sigma_{HMAX}$  N158E) sobre un esquema tectónico de la zona (SE de la Península Ibérica-Estrecho de Gibraltar).



datos. Las trayectorias de  $\sigma_{HMAX}$  que calculan permanecen constantes y subparalelas a las obtenidas en el presente trabajo. Para las Béticas Externas, el tensor calculado con el Método de Inversión de Esfuerzos es de compresión uniaxial ( $R = 0,05$ ), con  $\sigma_1$  subhorizontal orientado hacia los N136E. En las Béticas Internas, el resultado presenta una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  más nordestada (N11E), con un tensor de compresión triaxial ( $R = 0,17$ ). Este último resultado también coincide con el tratamiento realizado para las fallas más compresivas (sismos nº 4, 5, 9, 12, 23) y tensor más triaxial, en el que la orientación de  $\sigma_1$  es N-S. Es decir, las situaciones compresivas triaxiales dentro de la Cadena Bética tienden a dar orientaciones de  $\sigma_1$  nordestadas, como orientación media a la suma de esfuerzos compresivos más o menos ortogonales.

**b) Campo 2.** El segundo campo de esfuerzos está definido principalmente por fallas normales (9 mecanismos focales normales y 5 inversos). Esta dirección de  $\sigma_{HMAX}$  está marcada esencialmente por  $\sigma_2$  con fallas normales de dirección E-O a NE-SO. Las fallas inversas que pertenecen a este campo presentan planos subperpendiculares a estas fallas normales (ver Fig. V.14B). El campo 2 de esfuerzos traza unas trayectorias que se adaptan a la orografía de la costa mediterránea en el área y, por tanto, resulta subparalela a las estructuras tectónicas que la condicionan (Fig. V.17).

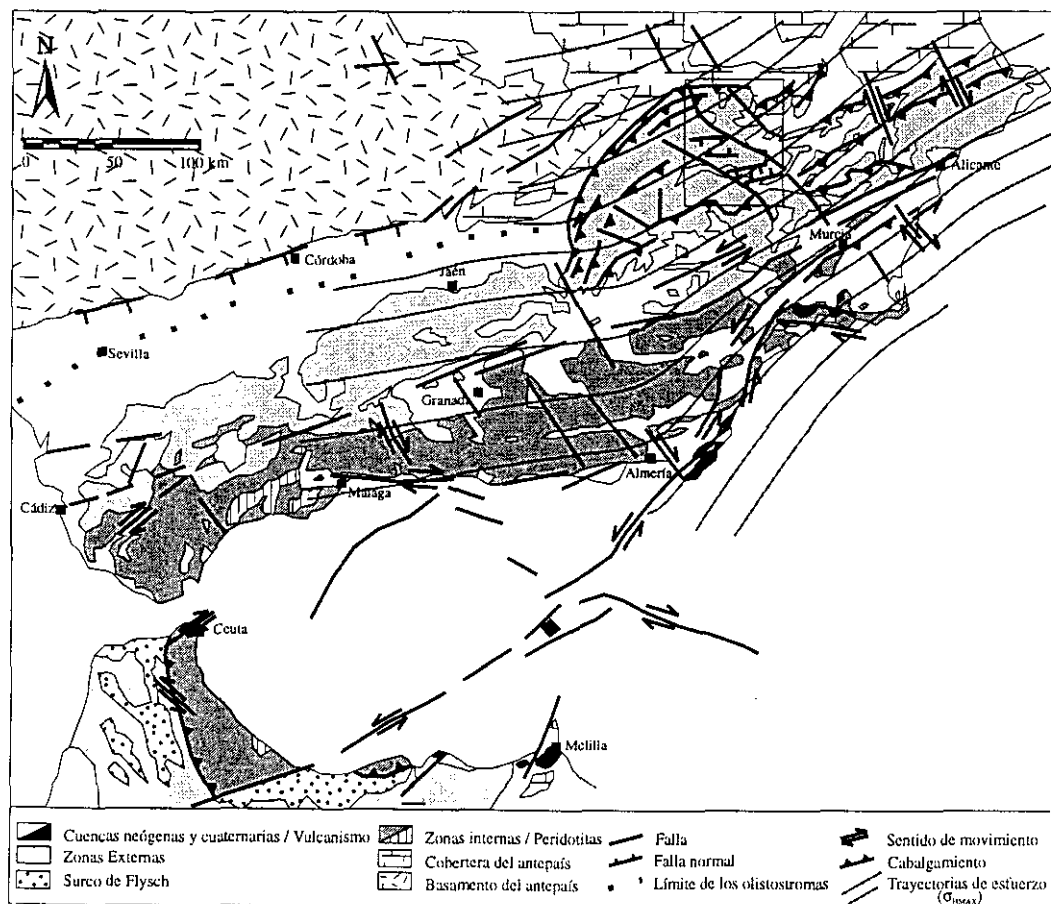


Fig. V.17. Representación de las trayectorias de esfuerzos del campo 2 ( $\sigma_{HMAX}$  N062E) sobre un esquema tectónico de la zona (SE de la Península Ibérica-Estrecho de Gibraltar).



Herráiz *et al.* (1998) sólo definen en la determinación del campo de esfuerzos de la Península Ibérica el campo secundario subortogonal al NO-SE en la Cuenca del Tajo y en la Cordillera Bética. En el caso de las Béticas Externas obtienen 5 mecanismos compatibles con una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  NE-SO cuyas trayectorias de  $\sigma_{HMAX}$  son muy similares a las obtenidas en el presente trabajo. Para el tratamiento de los datos suman a estos 5 mecanismos otros 7 normales radiales del campo 1, con lo que obtienen un tensor extensivo ( $R = 0,1$ ) cuya máxima extensión es hacia los N21E. Para las Béticas Internas diferencian, con el Modelo de Deslizamiento, 25 fallas normales con una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  hacia los N35E con las trayectorias de  $\sigma_{HMAX}$  muy similares a las obtenidas en las Béticas Externas y en el presente trabajo. El tensor que calculan con el método de inversión de esfuerzos es de extensión radial ( $R = 0,06$ ) con  $\sigma_{HMAX}$  hacia los N166E.

### V. 3. 2. Aplicación del Método de Determinación Simultánea del Tensor de Esfuerzos y de los Mecanismos Focales Individuales en el área de estudio

Para el desarrollo de este método se han tenido en cuenta exclusivamente mecanismos focales con más de 6 polaridades, eliminándose tan solo dos mecanismos con 5 polaridades, incluidos dentro de la zona de campo. Analizando todos los mecanismos en conjunto (26 mecanismos) se obtiene un factor de forma  $R' = 0,6 (\pm 0,16 \cdot 10^{-3})$ , perteneciente a carácter de desgarre. Las orientaciones de los tres ejes principales de esfuerzo son:  $\sigma_1 = 40/122$ ,  $\sigma_2 = 35/358$  y  $\sigma_3 = 31/243$ . Los valores de calidad de la solución corresponden a una función de verosimilitud de 0,91 y una razón de ajuste o *score* de 0,87 (Fig. V.18A). En la figura V.18B se pueden observar las soluciones individuales de cada mecanismo calculado con este método.

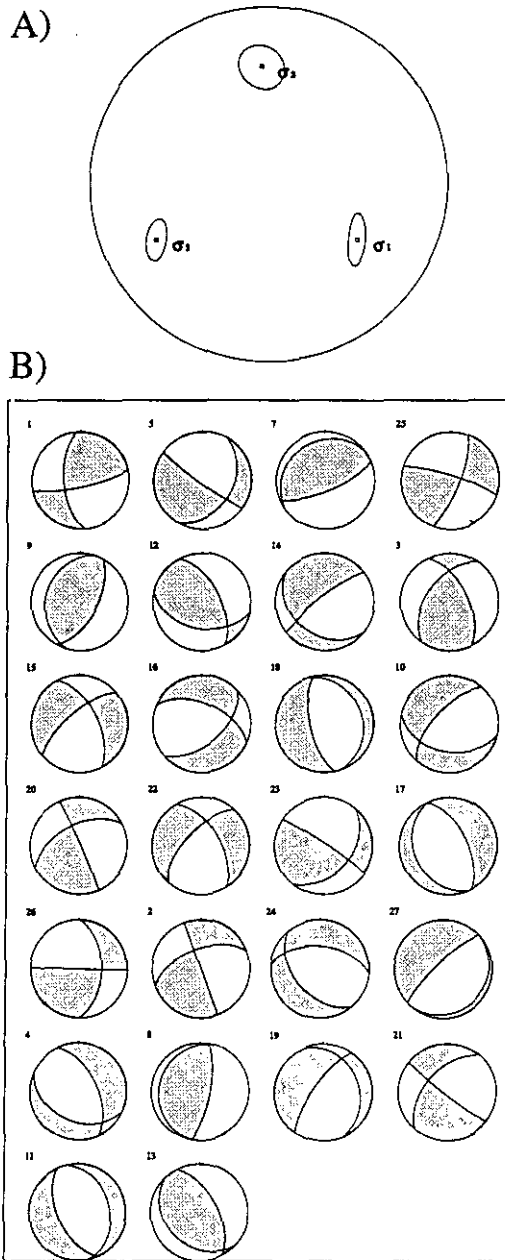


Fig. V.18. A) Representación estereográfica del tensor de esfuerzos calculado con el método de Rivera y Cisternas (1990) para la población total de mecanismos focales y B) representación estereográfica de los mecanismos focales individuales para la población total.



Esta solución es compatible con la obtenida mediante el método de Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales. La solución tiende a dar valores de  $R'$  dentro del campo de desgarre (ente 0 y 1). Esto se debe a que este método trata mecanismos de diferente carácter (inversos y normales), ajustando un tensor intermedio. Por tanto, esta solución es compatible con el resto de direcciones de acortamiento calculadas en la zona, descritas en apartados anteriores, en las que se mantiene una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  NO-SE.

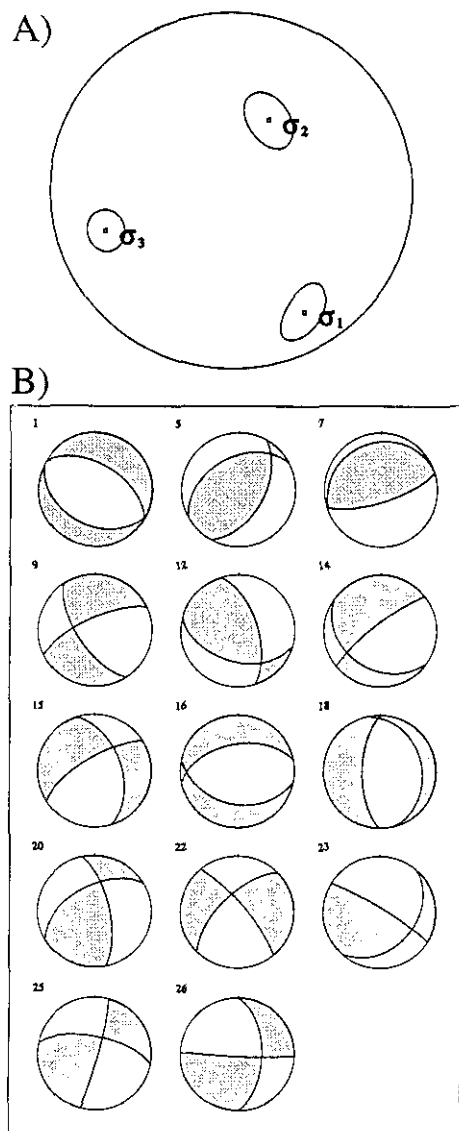


Fig. V.19. Representación estereográfica de A) el tensor de esfuerzos de la población de mecanismos del campo 1 y B) los mecanismos focales individuales (campo 1) (calculados con el método de Rivera y Cisternas, 1990).

También se ha elaborado una solución para cada uno de los campos calculados mediante el Análisis Poblacional Ponderado de Mecanismos Focales.

- Para el campo 1 (14 mecanismos), se obtiene una solución muy similar a la calculada para la totalidad de la población de mecanismos focales (26 mecanismos). Las orientaciones de los tres ejes principales de esfuerzo son las siguientes:  $\sigma_1 = 23/152$ ,  $\sigma_2 = 53/030$  y  $\sigma_3 = 28/255$ ; con un  $R' = 0,52 (\pm 4,885 \cdot 10^{-5})$ , una función de verosimilitud de 0,915 y un *score* de 0,857 (Fig. V.19).
- En el caso del campo 2 (7 mecanismos), la solución es la siguiente:  $\sigma_1 = 68/256$ ,  $\sigma_2 = 15/126$  y  $\sigma_3 = 17/221$ ; con un  $R' = 2,67 (\pm 2,27 \cdot 10^{-4})$ , una función de verosimilitud de 0,979 y un *score* de 0,932. En este caso, para que la solución final tenga errores bajos, se han tratado exclusivamente los mecanismos focales de falla normal (Fig. V.20).

La solución obtenida para el campo 1 es muy similar a la calculada para la totalidad de la población. Esta no presenta ningún eje de esfuerzo en la vertical, puesto que al tratar mecanismos de diferente carácter el método tiende a dar soluciones intermedias. Sin embargo, la solución del campo 2, en la que sólo se han tratado mecanismos de falla normal, verticaliza  $\sigma_1$  y dispone  $\sigma_2$  subparalela a  $\sigma_1$  del campo 1, ofreciendo un  $R'$  extensional uniaxial puro. Por tanto, la solución obtenida para el campo 2 también sería compatible con la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  calculada para la zona, pero en régimen de desgarre.



Los resultados obtenidos por Herráiz *et al.* (1998) con el método de Rivera y Cisternas (1990) para las Béticas Externas, en los que han utilizado 33 sismos para la inversión, se ajustan a un tensor de desgarre ( $R = 0,37$ ) en el que la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  es N122E. La verosimilitud es baja (0,88), lo que confirma la heterogeneidad tectónica de la cadena, así como un porcentaje de acierto de polaridades del 80%. Para las Béticas Internas han contado con 47 sismos, de los cuales el 50% son fallas normales, con lo que el tensor obtenido en la inversión es extensivo con una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  hacia N153E. La verosimilitud vuelve a ser baja (0,83) al igual que el porcentaje de acierto (0,74), debido nuevamente a la heterogeneidad de la cadena. Por tanto, el método también obtiene soluciones intermedias en este caso, al tratar sismos de diferente carácter (normal, inverso, desgarre...) en zonas con alta heterogeneidad tectónica. Sin embargo, sí ofrece la misma orientación regional de  $\sigma_{HMAX}$  que el método de Giner (1996).

### V. 3. 3. Discusión sobre los campos de esfuerzo actuales

Dentro del contexto tectónico europeo, las trayectorias de esfuerzo actuales presentan una orientación muy constante NO-SE a lo largo de miles de kilómetros (Fig. V.21). La Península Ibérica no es un caso aislado y presenta trayectorias de esfuerzo similares al resto de Europa occidental. Herráiz *et al.* (1998), utilizando la misma metodología que en el presente trabajo, establecen el campo de esfuerzos actual para toda la Península a partir de 161 sismos de los que se obtuvo mecanismo focal. De estos 161 mecanismos focales tratados, 6 corresponden a Ribeiro (1995) para el área de Portugal y 26 mecanismos de los 28 utilizados en el presente trabajo fueron cedidos para su posterior tratamiento. Según el método de Giner (1996), la proyección conjunta de todos los sismos en un diagrama de diedros rectos ofrece una figura típica de desgarre con una  $\sigma_{HMAX}$  NO-SE (Fig. V.22A). El modelo de deslizamiento presenta una moda mayoritaria de  $\sigma_{HMAX}$  según N146E ( $\pm 25$ ) y otra minoritaria N30E ( $\pm 20$ ) (Fig. V.22B). Estas dos modas quedan marcadas principalmente por mecanismos de falla inversa (Fig. V.22C). El Método de Inversión de Esfuerzos obtiene dos tipos de tensores para una misma dirección de  $\sigma_{HMAX}$  NO-SE (Fig. V.23). Uno es de tipo desgarre con un alto componente inverso ( $R = 0,14$ ) que explica 58 fallas y otro extensivo triaxial ( $R = 0,07$ ) que explica 80 fallas. El primer tensor tiene un porcentaje de acierto del 88% y

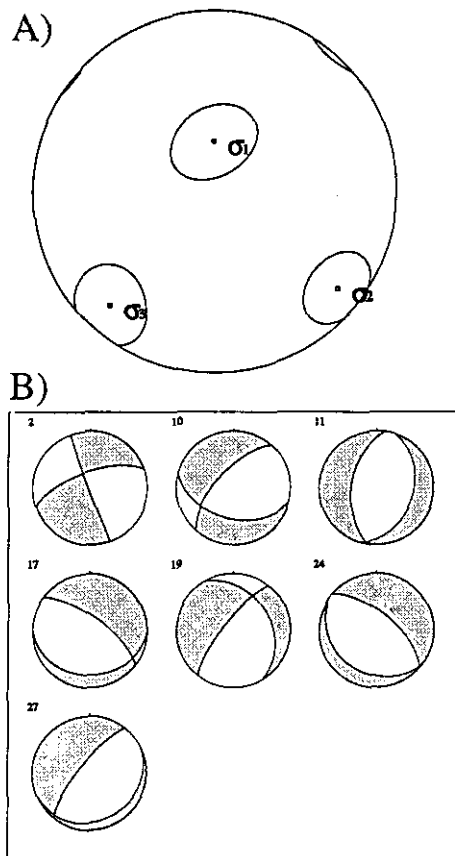
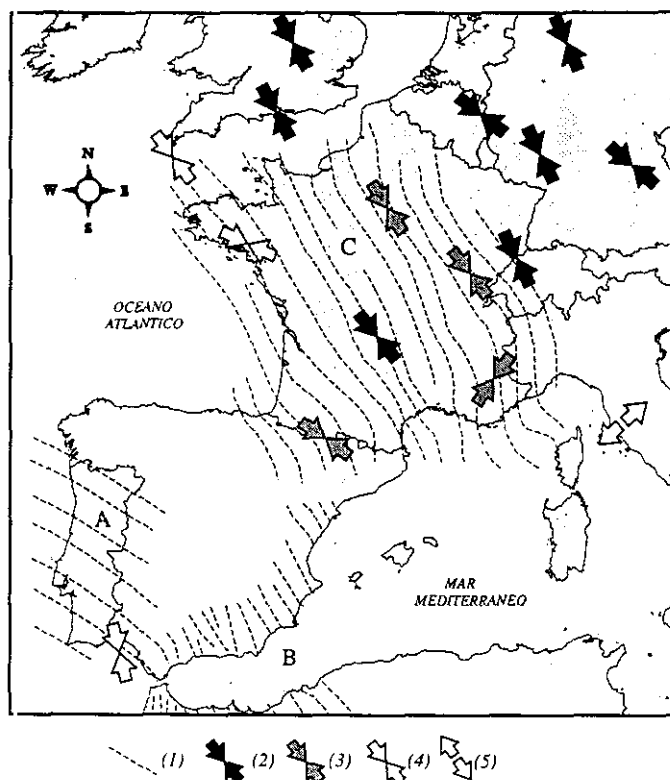


Fig. V.20. Representación estereográfica de A) el tensor de esfuerzos de la población de mecanismos del campo 2 y B) los mecanismos focales individuales (campo 2) (calculados con el método de Rivera y Cisternas, 1990).





**Fig. V.21.** Síntesis del estado de esfuerzos actual en Europa occidental. Se muestran las orientaciones de  $\sigma_{HMAX}$  deducidas en distintas zonas y trabajos: A) Portugal (Cabral, 1995); B) Zona sureste de la Península y norte de Marruecos (Galindo et al., 1993); y C) Francia (Rebaï et al., 1992). Las flechas corresponde a orientaciones de  $\sigma_{HMAX}$  regionales (Müller et al., 1992). El color de las flechas está en función del número de orientaciones puntuales de  $\sigma_{HMAX}$  consideradas para determinar la orientación regional: (2) más de 10 datos; (3) entre 5 y 10; (4) menos de 5 datos. Las flechas (2), (3) y (4) marcan la orientación de  $\sigma_{HMAX}$ , mientras que la flecha (5), define la orientación de  $\sigma_{HMIN}$ , en zonas en las que se ha definido un estado de esfuerzos extensivo.

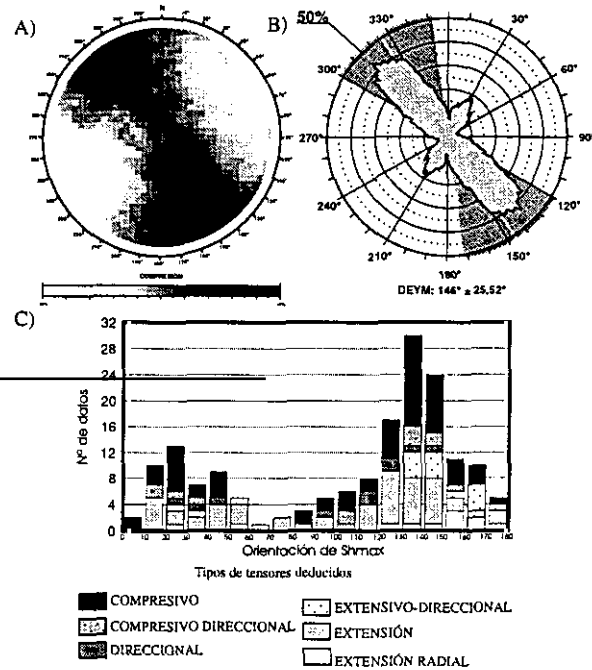
el segundo del 87%. Con el método de Rivera y Cisternas (1990), se obtiene un resultado con una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N148E. Al realizar una inversión conjunta de los 156 sismos tratados la solución que se obtiene es intermedia, con un tensor de desgarre de verosimilitud 0,84 y un porcentaje de acierto del 76%. El descenso en la calidad de la solución refleja la heterogeneidad tectónica de la Península Ibérica, puesto que este método ofrece sólo buenos resultados en condiciones tectónicas homogéneas.

Las trayectorias de esfuerzo para la Península obtenidas por Herráiz et al. (1998) presentan una clara orientación NO-SE con una tendencia N-S en el Pirineo y E-O en el Golfo de Cádiz (Fig. V.24). Estas dos desviaciones del campo reflejan, por un lado, restos de la colisión de la Microplaca Ibérica con la Placa Euroasiática y por otro lado, el escape tectónico de la Placa de Alborán. Así



mismo, obtienen un campo de esfuerzos secundario subortogonal al principal definido por 28 mecanismos focales, localizados en su mayoría en la cordillera Bética.

Por tanto, los resultados obtenidos por Herráiz *et al.* (1998) son congruentes con las diferentes metodologías empleadas e indican que la Península Ibérica está sometida a un campo de esfuerzos con un  $\sigma_{HMAX}$  NO-SE al que denominan Bético. Este campo Bético es el resultado de la acción combinada entre la colisión de la Placa Africana contra la Euroasiática, que se produce según una orientación NNO-SSE, y del empuje E-O de la dorsal Atlántica. Según el método de Giner (1996), existe una partición de la deformación, entre un campo inverso responsable de la dirección principal de acortamiento NO-SE y una extensión triaxial. El método de Rivera y Cisternas (1990) da como resultado una solución promedio de desgarre con la misma orientación de  $\sigma_{HMAX}$ .



**Fig. V.22.** Soluciones obtenidas para la población total de sismos con mecanismo focal calculado (156 sismos) por Herráiz *et al.* (1998) de toda la Península Ibérica (método de Giner, 1996): A) diagrama de diedros rectos, B) rosa de direcciones de  $\sigma_{HMAX}$  y C) histograma de frecuencias de direcciones de  $\sigma_{HMAX}$  y tipos de falla.

El problema de la coexistencia de dos campos de esfuerzo simultáneos en el entorno mediterráneo ya ha sido planteado por varios autores. Rebañ *et al.* (1992) analizan el problema del cálculo de campos de esfuerzos a diferentes escalas en el área mediterránea. Estos autores definen escapes tectónicos perpendiculares a las direcciones de acortamiento de la placa Africana y Euroasiática, como un proceso característico en la zona de colisión continental del área mediterránea. La dinámica de estos bloques menores diferenciados, en los límites de estas dos placas, genera escapes laterales de los mismos, produciendo distorsiones en el campo de esfuerzos regional ( $\sigma_{HMAX}$  NNO-SSE).

En la zona más occidental del Mediterráneo, al sur de la Península Ibérica y norte de Marruecos, se produce uno de estos fenómenos de escape lateral (Vegas, 1992; Rebañ *et al.*, 1992). Como consecuencia de este proceso definen desviaciones de  $\sigma_{HMAX}$  en el área (Fig. V.25A). Este proceso sería extremo en el Arco de Gibraltar, en el que las trayectorias de esfuerzo serían perpendiculares a las direcciones más regionales de  $\sigma_{HMAX}$ .

Otro ejemplo lo constituye el área oriental del Mediterráneo, zona comprendida entre Grecia y Turquía, en la que el acercamiento de las placas Euroasiática y Africana produce un escape lateral

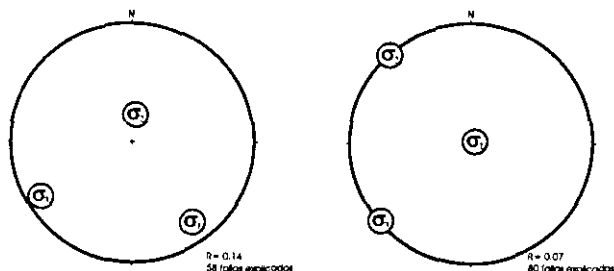


Fig. V.23. Representación estereográfica de los resultados obtenidos con el método de Inversión de Esfuerzos de Reches (1987), por Herráiz et al. (1998) para toda la Península Ibérica (método de Giner, 1996).

propuesto por Rebañ *et al.* (1992) para la zona del Arco de Gibraltar. La dirección de  $\sigma_{HMAX}$  calculada por Medina (1995) es NNO-SSE, con un campo subortogonal compatible con las trayectorias de esfuerzos regionales calculadas en el presente trabajo.

al Oeste del bloque de Anatolia (Rebañ *et al.*, 1993) (Fig. V.25B). Este fenómeno, al igual que el área occidental mediterránea, produce desviaciones del campo de esfuerzos, llegando incluso a disponerse ortogonal dentro del bloque de Anatolia.

Medina (1995) realiza un análisis de la sismicidad presente en el área de Marruecos, cerca de la falla de Nekor (Fig. V.26). Este análisis le lleva a determinar dos direcciones de  $\sigma_{HMAX}$  perpendiculares y simultáneas, que interpreta como un fenómeno de escape tectónico lateral. Interpretación que también estaría de acuerdo con el contexto geodinámico



Fig. V.24. Mapa Peninsular en el que se proyectan las trayectorias de  $\sigma_{HMAX}$  obtenidas con el método de Giner (1996) obtenidas por Herráiz et al. (1998).



Este fenómeno de coexistencia de dos campos de esfuerzo actuales simultáneos no sólo se ha definido en el área mediterránea en zonas de límite de placa, sino que también aparece en zonas intraplaca. Giner (1996) calcula dos campos de esfuerzo simultáneos en la Cuenca del Tajo, uno principal NO-SE y otro secundario NE-SO (Fig. 27). El campo principal, responsable de la estructuración del Sistema Central, está definido principalmente por fallas inversas (13 inversas y 5 normales) con profundidades hipocentrales mayores que las del campo secundario. El campo secundario está definido fundamentalmente por mecanismos focales de falla normal muy superficiales. Giner (1996) interpreta la coexistencia de los dos campos de esfuerzo como consecuencia de una flexura cortical en la Cuenca de Madrid (de dirección NE-SO), generada por el emplazamiento del Sistema Central con una dirección de acortamiento NO-SE. Las fallas normales del campo secundario se generan por encima de la superficie de no deformación longitudinal finita de la flexura, donde hay extensión (Fig. 28).

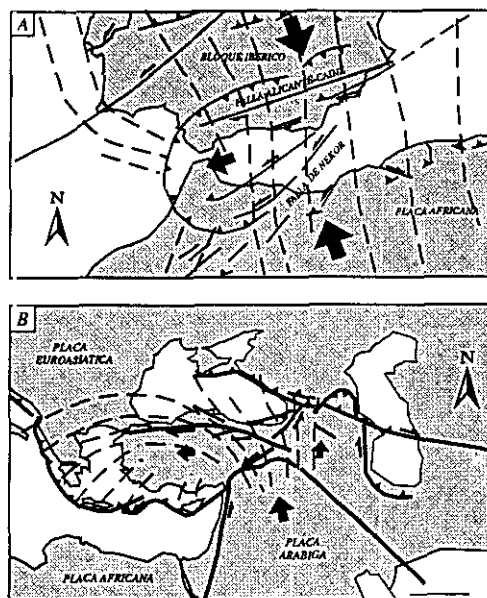


Fig. V.25. Ejemplos de fenómenos de escape lateral en la región mediterránea (Rebaï et al., 1992): A) zona del Arco de Gibraltar y B) zona de la Península de Anatolia.

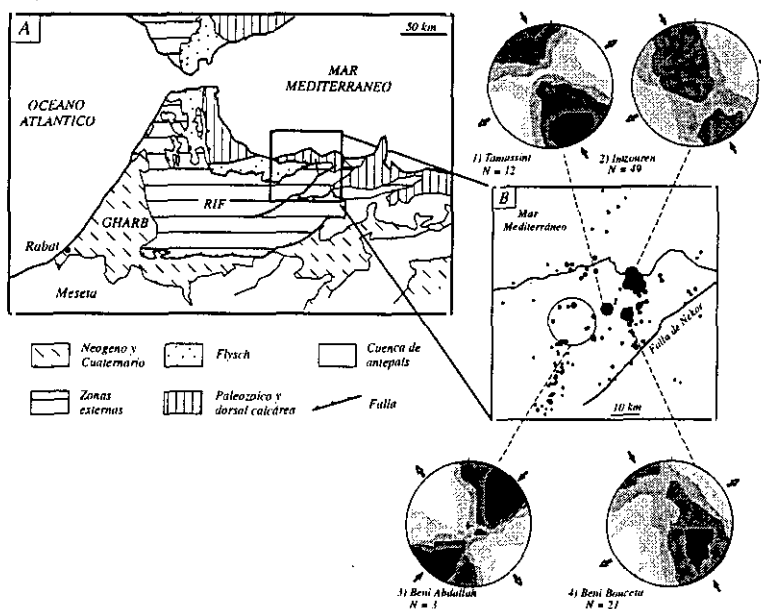
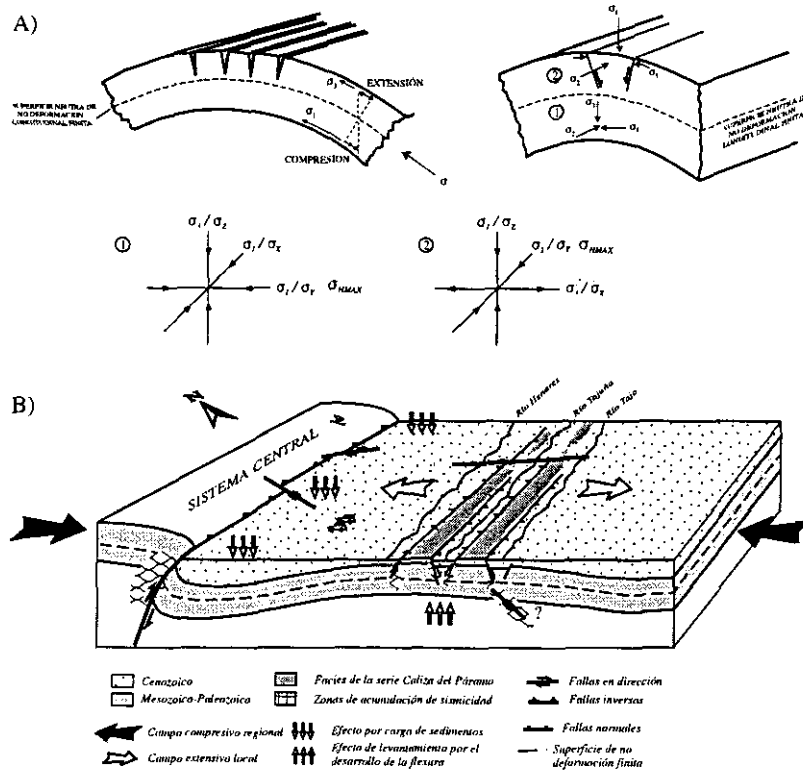


Fig. V.26. Análisis del estado de esfuerzos actual en la zona NE de Marruecos, mediante el análisis de mecanismos focales de microterremotos (Medina, 1995). A) Localización geográfica del área analizada y B) localización de los epicentros de los sismos analizados. Diagrama de diedros rectos por zonas, de los mecanismos focales deducidos.



**Fig. V.27.** A) Permutaciones de los ejes de esfuerzo en una estructura flexurada anticlinal. La superficie de no deformación longitudinal finita separa dos zonas con estados de esfuerzo distintos (1). Estos dos estados de esfuerzos están definidos por dos tensores con la misma orientación, pero con las posiciones relativas de los ejes permutadas; variando tanto la forma del tensor, como la orientación de  $\sigma_{HMAX}$  (2). (Modificado de Price y Cosgrove, 1990). B) Modelo de la dinámica de la deformación propuesto por Giner (1996) para la Cuenca del Tajo.

Según lo expuesto anteriormente la coexistencia del campo 1 y del campo 2 (subortogonales) se podría interpretar, en una primera aproximación, según tres hipótesis diferentes:

- 1) Coexistencia de dos estados de esfuerzos subperpendiculares como consecuencia de fenómenos de escape tectónico lateral, producidos por el acercamiento de la Placa Africana a la Euroasiática (campo 1), causando una desviación de los esfuerzos que genera el campo 2. Esta hipótesis estaría de acuerdo con los modelos propuestos por Rebaí *et al.* (1992), Vegas (1992) y Medina (1995).
- 2) Flexura cortical E-O que produciría una elevación generalizada de la zona, y que generaría a la vez fallas normales en superficie con la misma dirección, por encima de la superficie de no deformación longitudinal finita (Van der Beek y Cloeting, 1992).



- 3) Fallas normales generadas como consecuencia de un proceso extensivo generalizado que comenzó durante el Tortonense inferior-medio (solapándose a las últimas fases de compresión del orógeno bético) y que continua hasta la actualidad. Esta fase extensiva generalizada de la Cordillera Bética ha sido propuesta por diferentes autores (Calvo, 1978; Elízaga y Calvo, 1988; Sanz de Galdeano y Vera, 1991).

De estas tres posibilidades, la primera es la que explica la aparición de fallas inversas perpendiculares a las direcciones de las fallas normales. Si se representan los valores de magnitud y profundidad de los sismos, se puede observar cómo las fallas inversas se proyectan tanto en zonas someras (entre 0 y 10 km) con magnitudes bajas (entre 3 y 3,5), como en zonas profundas (entre 15 y 20 km) con valores de magnitud que pueden oscilar entre 3,4 y 3,9 (Fig. V.29A). En líneas generales, las fallas normales son más superficiales que las inversas, entre 1 y 10 km (Fig. V.30). En el campo 1 las fallas inversas estarían distribuidas entre los 4 y 22 km de profundidad, con fallas normales en superficie (de 2 a 5 km) (Fig. V.29B). Para el campo 2, tanto las fallas inversas como las normales son más superficiales (entre 6 y 15 km) (Fig. V.29C).

Las direcciones de  $\sigma_{HMAX}$  N158E (campo 1) y N062E (campo 2) están definidas esencialmente por fallas inversas (Fig. V.31A). En el caso del campo 1 es más evidente, puesto que sólo cuenta con tres fallas normales, existiendo una dispersión en la dirección de  $\pm 12^\circ$  (Fig. V.31B). En el caso del campo 2, la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N062E está definida principalmente por fallas inversas (5 datos) (Fig. V.31C), ofreciendo mayor dispersión las fallas normales (9 datos) (la dispersión media para el conjunto del campo 2 es  $\pm 11^\circ$ ). Estos datos apoyan la hipótesis de la génesis mayoritaria de fallas normales durante el Mioceno superior-Cuaternario por un ascenso regional de la Cadena Bética, puesto que la mayoría de los esfuerzos compresivos se dan en profundidad con una dirección media de  $\sigma_1$  perpendicular a la cadena. Esta hipótesis se ve favorecida por el hecho de que las fallas

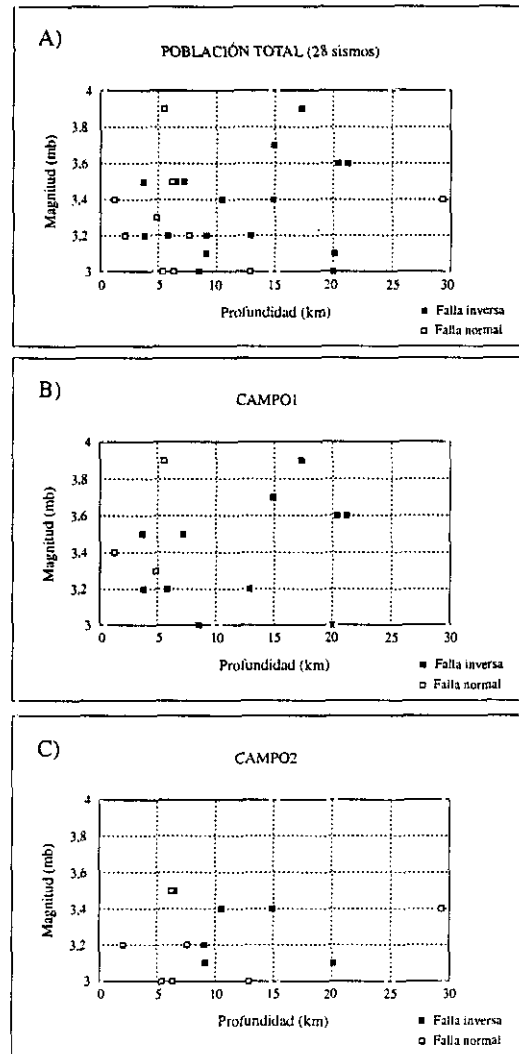


Fig. V.28. Proyección cartesiana de la magnitud y profundidad de las poblaciones de sismos: A) población total (28 sismos), B) población correspondiente al campo 1 ( $\sigma_{HMAX}$  N158E, 14 sismos) y C) población correspondiente al campo 2 ( $\sigma_{HMAX}$  N062E, 14 sismos).



normales son más superficiales que las inversas (Fig. V.30) y por distribuirse principalmente en las zonas más elevadas de la Cadena Bética. En estas áreas la componente de extensión es triaxial ( $R = 0,21$ ), con una extensión máxima perpendicular a la cadena. Cabe destacar que la aparición de zonas locales con compresión triaxial ( $R = 0,64$ ) condicionan el campo de esfuerzos de forma puntual, disponiendo N-S las direcciones de máximo acortamiento. Todos estos datos parecen indicar que el acercamiento de la Placa Africana sigue actuando, generando extensión en superficie y compresión en profundidad.

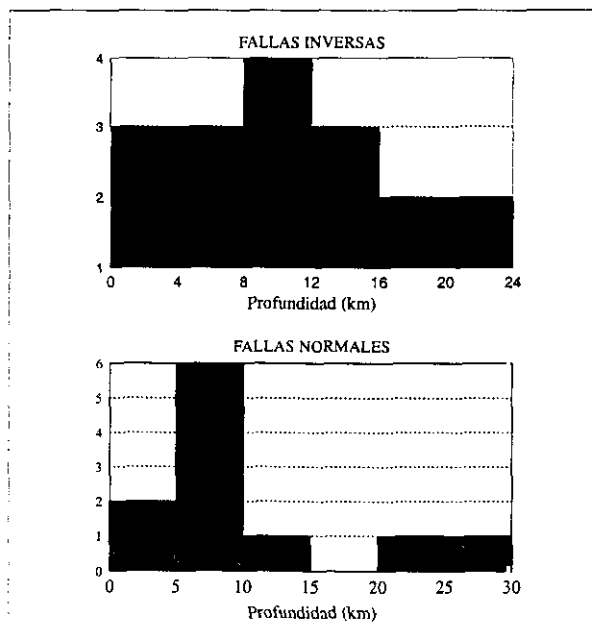
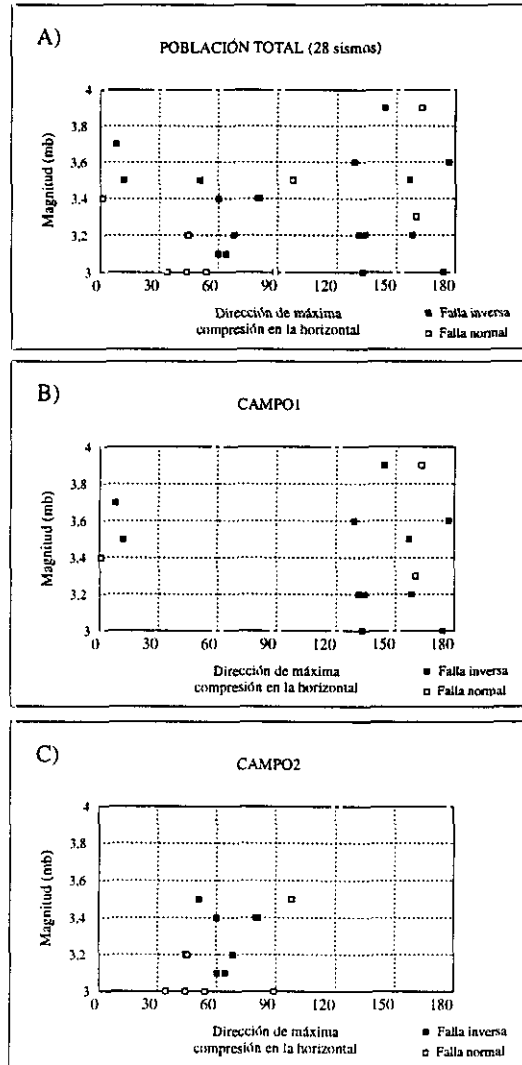


Fig. V.29. Histograma de frecuencias de profundidades de sismos para las: A) fallas inversas y B) fallas normales.

Las trayectorias de  $\sigma_{HMAX}$  actuales calculadas para los campos 1 y 2 son muy similares a las recientes, con lo que la forma del campo de esfuerzos no ha debido cambiar sustancialmente en la zona estudiada en este trabajo desde el Mioceno superior-Cuaternario hasta la actualidad (mediante este tipo de análisis no se puede inferir la intensidad del mismo). Con estos datos, y teniendo en cuenta que se desconocen las condiciones de flujo térmico de la corteza y las magnitudes de esfuerzo durante este periodo, se puede deducir que, disponiendo de las mismas fuentes sismogénicas (fallas) y de la misma disposición del campo de esfuerzos (responsable del movimiento de las mismas), las condiciones sísmicas de la zona han sido similares desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Esto es coherente con las conclusiones obtenidas por Herráiz *et al.* (1998) para toda la Península Ibérica, en las que afirman que el campo de esfuerzos no ha variado sustancialmente en los últimos 9 millones de años.



**Fig. V.30.** Proyección cartesiana de la magnitud y dirección de  $\sigma_{HMAX}$  de las poblaciones de sismos: A) población total (28 sismos), B) población correspondiente al campo 1 ( $\sigma_{HMAX}$  N158E, 14 sismos) y C) población correspondiente al campo 2 ( $\sigma_{HMAX}$  N062E, 14 sismos).







## VI. Litoestratigrafía y cronoestratigrafía. Ambientes sedimentarios

---

En el presente capítulo se describirán las características litoestratigráficas y la cronoestratigrafía de las cuencas estudiadas, con el fin de tener un conocimiento amplio de los ambientes sedimentarios. Este conocimiento facilitará la interpretación de las estructuras de deformación encontradas dentro de estas cuencas. Combinando los datos referentes a los tensores de esfuerzo reciente y actual y los datos sedimentológicos se podrán deducir las relaciones entre la tectónica y los fenómenos sedimentarios.

A pesar de su relativa escasa extensión, las cuencas continentales, fundamentalmente de carácter lacustre, desarrolladas durante el Mioceno superior en el área del Prebético Externo contienen un fuerte espesor de sedimentos, que en algún caso sobrepasa los 500 m. Dicha potencia de sedimentos ha sido medida en cuencas como El Cenajo e Híjar, donde las condiciones de afloramiento permiten un control detallado de los espesores de las distintas unidades presentes, desde la base de la sucesión a su techo, y es también deducible, por información de sondeos y otra documentación, en las cuencas de Camarillas-Las Minas y de Elche de la Sierra-Cobatillas.

La primera información detallada sobre la estratigrafía del relleno sedimentario de estas cuencas, tanto en sus aspectos litológicos y cronológicos, se encuentra en Calvo *et al.* (1978). En este trabajo se describe la sección observable en la Cuenca de Híjar, indicándose una potencia total de 232 m (cifra que posteriormente se ha comprobado como reducida, siendo en realidad de más de 450 m; ver Elízaga, 1994, y Jiménez Sánchez, 1996) para el conjunto de sedimentos continentales presentes en la cuenca, así como varias secciones con depósitos lacustres en la región. Aparte de las descripciones litoestratigráficas, este trabajo aporta los primeros datos precisos sobre la cronoestratigrafía de los depósitos continentales, los cuales, sobre la base de varios yacimientos de mamíferos encontrados en ellos, tendrían una edad comprendida entre el Vallesiense y el Turolense superior. Esta última edad, a la que se atribuyen los depósitos finales de la sucesión de la Cuenca de Híjar, ha sido confirmada también para la parte más alta de la sucesión reconocida en la Cuenca de Camarillas-Las Minas (Remmert Daams, *comunic. personal*, 1993), deduciéndose de ello que la finalización de la sedimentación en las distintas cuencas debió ser coetánea y no posterior al Mioceno superior.

A partir del estudio de las secciones aflorantes en la Cuenca de El Cenajo, Calvo y Elízaga (1985, 1987) propusieron una sucesión litoestratigráfica general para el conjunto de las cuencas continentales presentes en la región (Fig. VI.1). La tendencia general observable en dicha sucesión se ha confirmado como válida para la caracterización litoestratigráfica del relleno general de las cuencas pero presenta variaciones de detalle según la cuenca considerada. Así, la sucesión estratigráfica obtenida en la Cuenca de El Cenajo es muy similar a la de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, con dos elementos mayores (episodio evaporítico con desarrollo de depósitos de azufre y evento de desintegración de plataformas lacustres) comunes y correlativos en ambas (ver



descripciones a continuación). Comparada con el relleno sedimentario de las cuencas de Híjar y Elche de la Sierra-Cobatillas, la sucesión general obtenida en la Cuenca de El Cenajo presenta como rasgo común la tendencia, de base a techo, a la expansión de facies lacustres y desarrollo de depósitos potentes de diatomitas, con episodios bien marcados de somerización de ambientes lacustres en la parte más superior de todas las sucesiones.

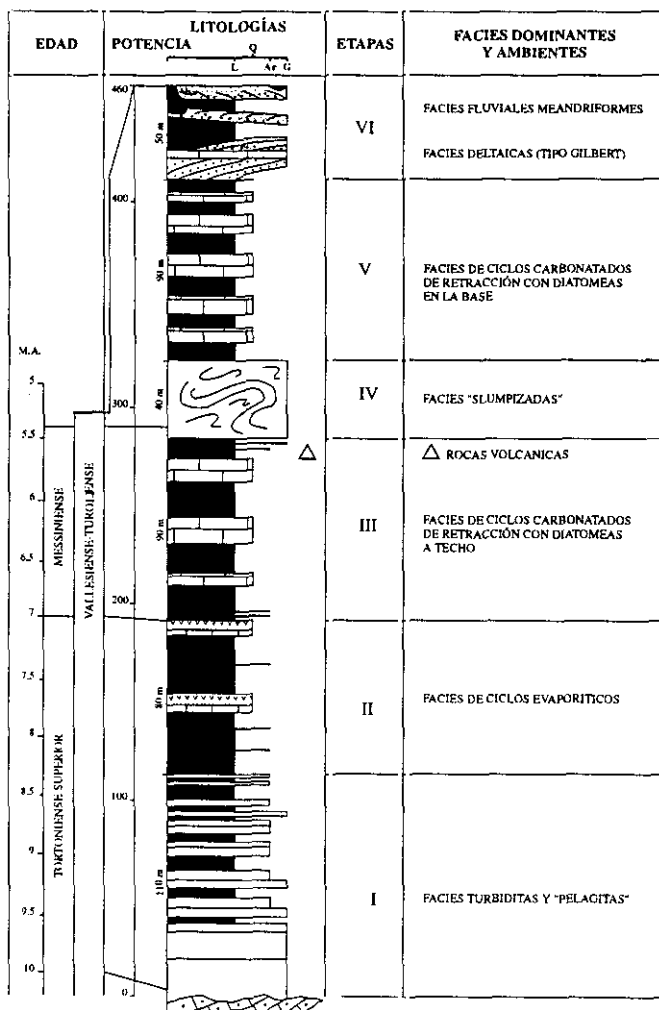


Fig. VI.1. Columna general para las cuencas de Camarillas-Las Minas y El Cenajo (tomada de Elízaga, 1994).

marinas datadas como Tortoniense inferior (Bellon *et al.*, 1981). La sucesión se inicia con depósitos de carbonatos esencialmente detríticos (turbiditas) relacionados con la resedimentación de materiales acumulados en plataformas lacustres carbonatadas someras. Estos depósitos son seguidos en la vertical por una sucesión bastante monótona de ciclos de carbonatos y margas (espesores de los ciclos individuales entre 2 - 3 m) que representan oscilaciones de la profundidad del agua en zonas

La descripción de las características litológicas y sedimentológicas de las sucesiones presentes en las diversas cuencas continentales de edad Mioceno superior de la región puede encontrarse en Elízaga (1994) y Jiménez Sánchez (1996). A continuación se presenta un resumen de dichas características en el que se incluyen los datos aportados por observaciones recientes obtenidas por el autor en las cuencas de Camarillas-Las Minas, El Cenajo, Híjar y Elche de la Sierra-Cobatillas, datos que complementan en mayor o menor extensión los suministrados por los autores anteriormente referidos.

## VI. 1. CUENCA DE CAMARILLAS-LAS MINAS

Esta cuenca, la de mayor extensión en la región (aproximadamente 120 km<sup>2</sup>), presenta un relleno sedimentario complejo cuya parte inferior es solamente reconocible en la zona sur de la cuenca. La base de la sucesión se dispone en discordancia angular sobre materiales de edad Cretácico así como sobre facies miocenas



lacustres marginales. El espesor total de la sucesión con estas características litológicas es próximo a los 100 m (Fig. VI.2). Por encima de los depósitos carbonatados se sitúan margas arcillosas laminadas que intercalan varios niveles potentes de evaporitas, fundamentalmente yesos con concentraciones de azufre (Servant-Vildary *et al.*, 1990; Calvo y Elízaga, 1990). El espesor total de estos términos margosos y evaporíticos es de unos 80 m.

La sucesión descrita anteriormente se extiende en la parte sur de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, entre los materiales cretácicos y miocenos que constituyen su margen meridional y una franja de afloramientos mesozoicos que se sitúa en partes centrales de la cuenca (Fig. VI.3). A partir de esta franja de materiales que divide la cuenca (Fig. VI.4), se dispone hacia el norte una sucesión de carbonatos y margas lacustres, seguida de un conjunto de terrígenos, cuya evolución en la vertical puede ser seguida a lo largo de la orilla del embalse de Camarillas. Dicha sucesión, que alcanza unos 400 m de espesor, está formada por dos unidades bien diferenciadas (Fig. VI.2). La primera de ellas consiste en una alternancia de depósitos carbonatados correspondientes a plataformas lacustres y sedimentos margosos laminados propios de la sedimentación en zonas más profundas del sistema lacustre. Todas estas facies se disponen en discordancia progresiva sobre los materiales del Cretácico superior. Las facies interpretadas como más profundas corresponden a depósitos de margas groseramente laminadas con abundante contenido en gasterópodos de pequeño tamaño (*Hydrobia*), caparzones de diatomeas planctónicas y espículas silíceas de esponjas. Dichas margas con diatomeas constituyen un tramo potente que es localmente explotado como diatomita.

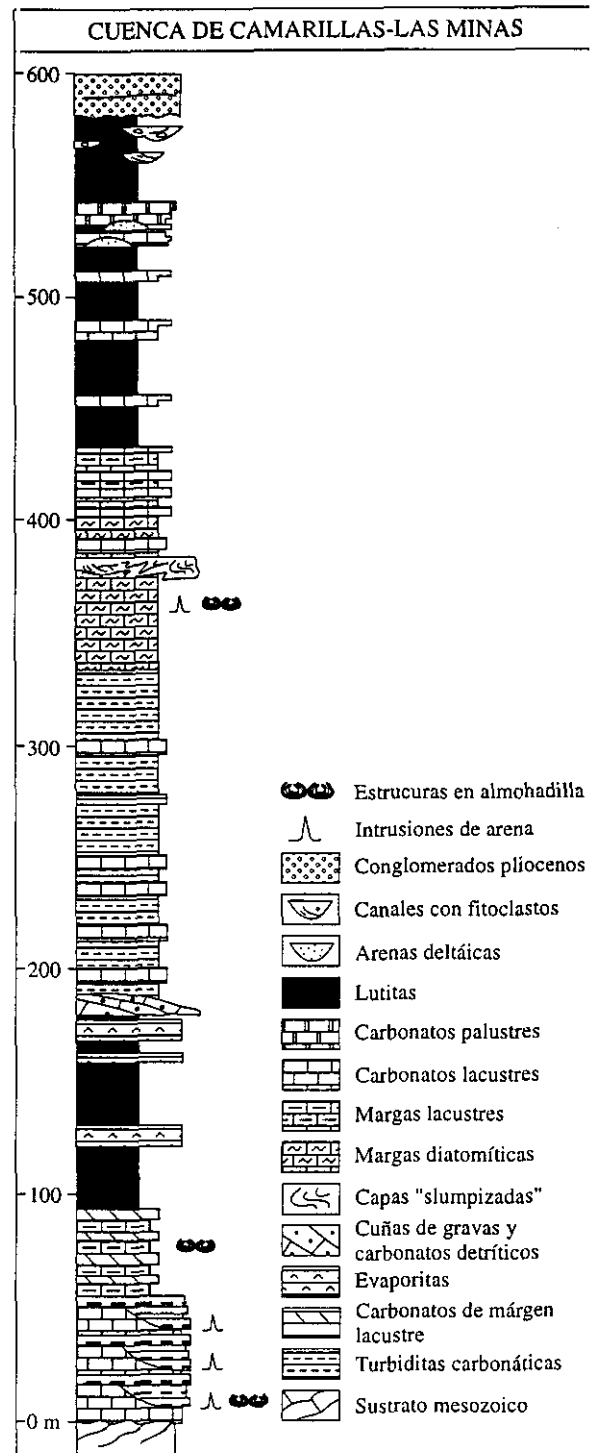


Fig. VI.2. Columna general para la Cuenca de Camarillas-Las Minas.



Dentro de él se reconoce un nivel, localmente de hasta 30 m de espesor, donde las capas margosas aparecen fuertemente replegadas y fracturadas, rasgo característico de depósitos *slumpizados* subacuáticos. Este nivel puede seguirse a lo largo de toda la parte norte de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (Elizaga, 1994) y su presencia dentro de la sucesión miocena ha sido interpretada como resultado de un evento sísmico relacionado con la extrusión de rocas volcánicas de carácter lamproítico en la región (Bellon *et al.*, 1981; Elizaga y Calvo, 1988). Los afloramientos de estas rocas volcánicas son visibles en el Cerro de Monagrillo, localizado en partes centrales de la cuenca (datado en aproximadamente 5,7 M.a. por Bellon *et al.*, 1983) (Fig. VI.3), así como en los márgenes de ésta (Sierra de Las Cabras, próxima a Cancarix).

La unidad estratigráfica más alta dentro de la sucesión miocena aflora al pie de la Sierra de Los Donceles y al este de dicha sierra, estando parcialmente cubierta por depósitos aluviales cuaternarios (Fig. VI.3). Consiste en una serie, de hasta 150 m de potencia, de sedimentos terrígenos (Fig. VI.2), tanto margas arcillosas como arenas, con varias intercalaciones de depósitos carbonatados lacustres. Estos se hacen más potentes hacia techo, dando lugar a un cuerpo tabular de varias decenas de metros de espesor. La parte más alta de la serie está constituida por una unidad de arcillas rojizas con canales rellenos de tobas calcáreas sobre la que se disponen, en discordancia erosiva, depósitos conglomeráticos atribuibles al Plioceno. Las características litológicas y sedimentológicas de este conjunto superior se encuentran descritas en Elizaga (1994), quien propuso un origen fluvial para las facies terrígenas localizadas en la parte noroeste de la cuenca y un origen deltaico para los depósitos que se extienden más hacia el este (área de la Rambla del Saltador) (Fig. VI.3). Recientemente se ha realizado un estudio detallado de estas facies terrígenas y de los depósitos carbonatados asociados (Calvo *et al.*, 1997), confirmándose el carácter deltaico de los depósitos terrígenos del área de la Rambla del Saltador y poniendo de manifiesto el control de estos deltas sobre el desarrollo de plataformas carbonatadas lacustres con geometría de bermas (modelo de *low-energy - carbonate bench lake margin* de Platt y Wright, 1991). Una descripción adicional de este tipo de depósitos y de los carbonatos palustres que aparecen ampliamente extendidos en la citada área puede encontrarse en Bellanca *et al.* (1995). La presencia de este conjunto terrígeno-carbonatado restringida a la parte norte de la Cuenca de Camarillas-Las Minas sugiere el carácter fuertemente subsidente de esta zona durante el Mioceno superior alto (Turolense superior).

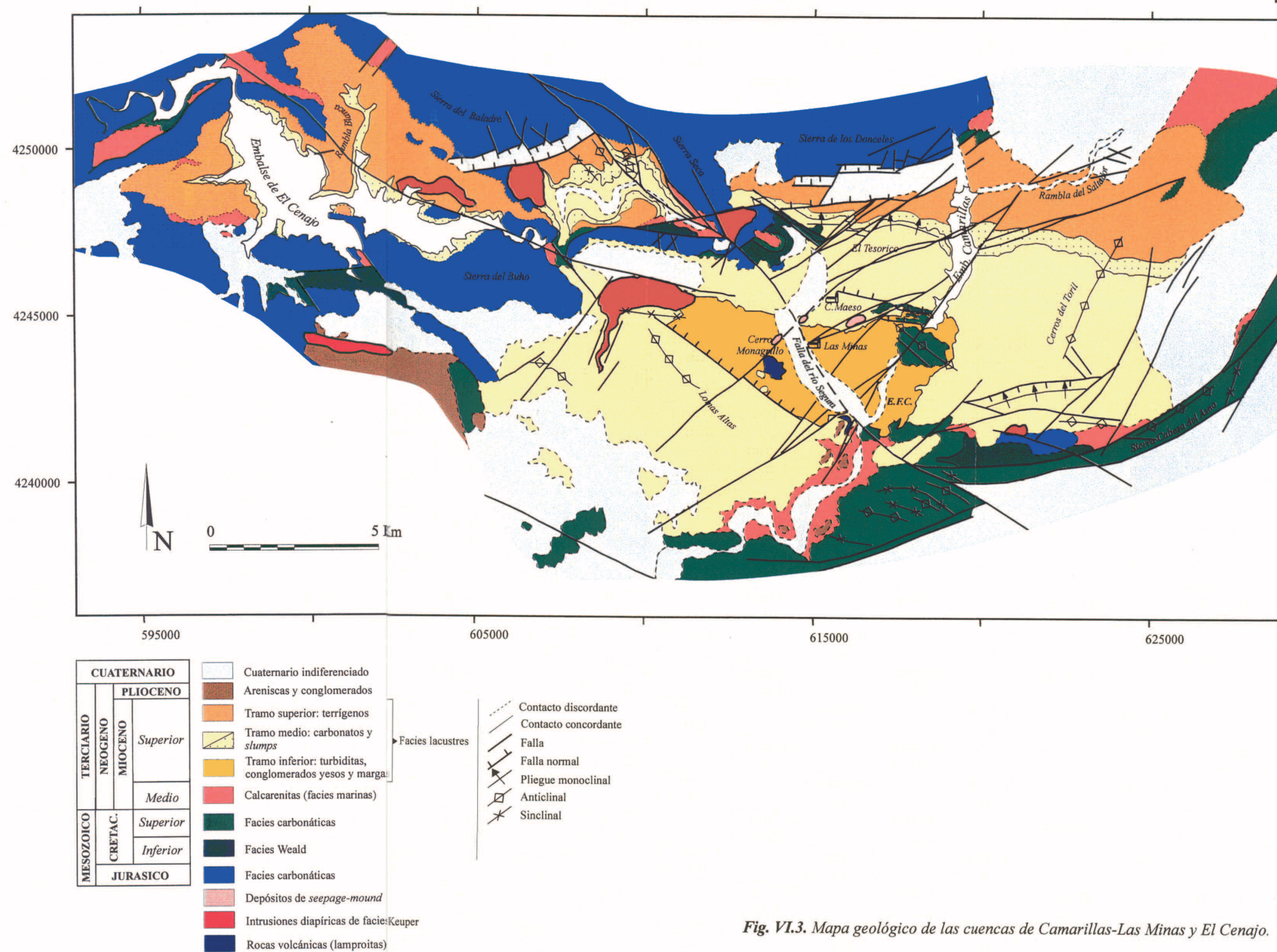
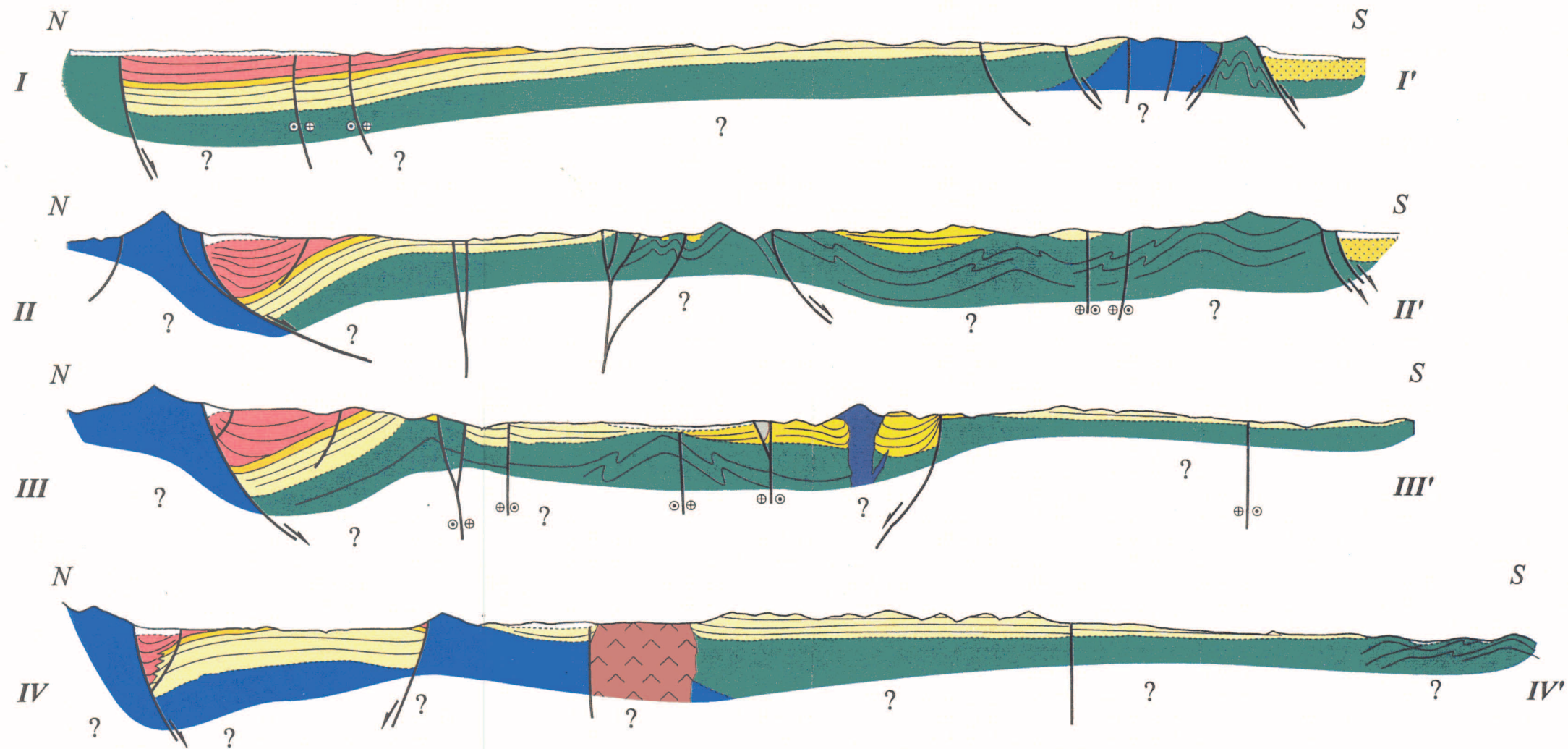


Fig. VI.3. Mapa geológico de las cuencas de Camarillas-Las Minas y El Cenajo.







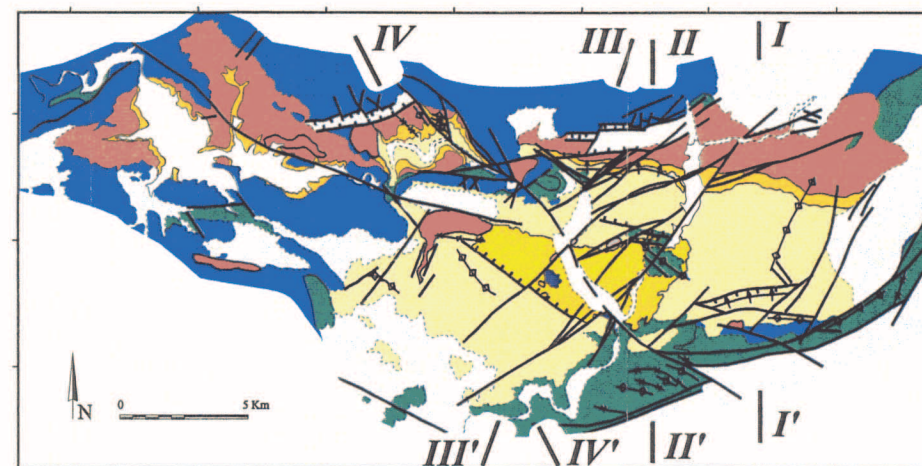
CUATERNARIO			
TERCIARIO	NEOGENO	MIOCENO	<i>Superior</i>
			<i>Medio</i>
		MESOZOICO	CRETÁCICO
JURÁSICO			

- Cuaternario indiferenciado
- Tramo superior: terrígenos
- Tramo medio: carbonatos y slumps
- Tramo inferior: turbiditas, conglomerados yesos y margas
- Facies marinas, margas y calizas
- Indiferenciado
- Indiferenciado
- Depósitos de seepage-mound
- Intrusiones diapíricas de facies Keuper
- Rocas volcánicas (lamproitas)

0 1 km

Facies lacustres

--- Contacto discordante  
 --- Contacto concordante  
 --- Falla







## VI. 2. CUENCA DE EL CENAJO

En esta cuenca, la sucesión miocena aflora muy bien expuesta en todos sus términos, dado que el ascenso diapírico de los materiales triásicos (en facies Keuper) hace aflorar en superficie los tramos más basales. Resulta particularmente bien observable en las proximidades de la cerrada del embalse de El Cenajo (Fig. VI.3). Además de esta completa exposición de la sucesión vertical de sedimentos miocenos, se han podido observar, al menos parcialmente, las relaciones laterales de facies que presentan algunos tramos de la serie.

La potencia total de sedimentos miocenos en facies lacustres es de 460 m (Fig. VI.5). Su descripción ha sido realizada en detalle por Calvo y Elízaga (1985), Elízaga y Calvo (1988) y Elízaga (1994), por lo que a continuación sólo expondremos de forma resumida los principales rasgos de la sucesión. Esta se dispone en discordancia angular sobre materiales dolomíticos liásicos que a su vez coronan los depósitos arcilloso-evaporíticos en facies Keuper antes mencionados. El tramo basal presenta un espesor de 110 m y está constituido por bancos tabulares de conglomerados y areniscas que intercalan niveles de lutitas laminadas. La estructura interna de los bancos detríticos gruesos y la secuencia general a que éstos dan lugar corresponde a un sistema de depósitos acumulados por flujos turbidíticos en posiciones distales de un complejo de abanicos deltaicos (Elízaga, 1994). Dicha secuencia muestra una tendencia progresiva *thinning-fining upward* indicativa de la tendencia del sistema lacustre hacia condiciones más estables, con pérdida progresiva de aportes de los relieves mesozoicos circundantes. El tramo clástico inferior está cubierto por una sucesión monótona de margas más o menos arcillosas que intercalan niveles yesíferos de espesor variable. La potencia total de este tramo es de unos 70 m, quedando su base y techo mal definidos al presentar una transición gradual con las unidades infra y suprayacentes. Los depósitos incluidos en este tramo se interpretan como sedimentos correspondientes a un periodo de nivel bajo del sistema lacustre en el que se alcanzaron condiciones de relativamente alta concentración evaporítica resultando en la precipitación de yesos. Este intervalo dentro de la sucesión es correlativo con el observado en la Cuenca de Camarillas-Las Minas, y asimismo presenta depósitos de azufre que fueron explotados hasta fechas recientes.

Hacia la parte media de la sucesión, cubriendo la unidad margoso-yesífera antes descrita (Fig. VI.5), se instala un tramo de composición heterolítica, con niveles tabulares de areniscas, algunas capas de conglomerados, margas más o menos arcillosas y yeso subordinado. Su espesor es de unos 40 m y pasa gradualmente en la vertical a los depósitos calcáreos suprayacentes. La interpretación de este tramo es algo complicada aunque el carácter tabular de las capas terrígenas y su estructura interna gradada sugiere deposición por flujos turbidíticos en un periodo de relativo ascenso del nivel del lago. Esta reactivación de la dinámica de la cuenca lacustre queda corroborada por las características del tramo suprayacente, que consiste en una sucesión monótona, de hasta 90 m de espesor, formada por capas alternantes de carbonatos, margas calcáreas y margas diatomíticas, estas últimas progresivamente más abundantes hacia el techo del tramo (explotaciones de la empresa CEKESA). La acumulación de ciclos carbonatado-diatomíticos característicos de este tramo (Bellanca *et al.*, 1989; Elízaga, 1994) tuvo lugar en zonas lacustres moderadamente profundas (unas decenas de metros) y bajo condiciones anóxicas que permitieron la preservación de laminitas con alto contenido en diatomeas así como restos de fauna variada, en especial peces (Margalef, 1953). La continuidad en el depósito de facies diatomíticas quedó rota por el emplazamiento de un cuerpo

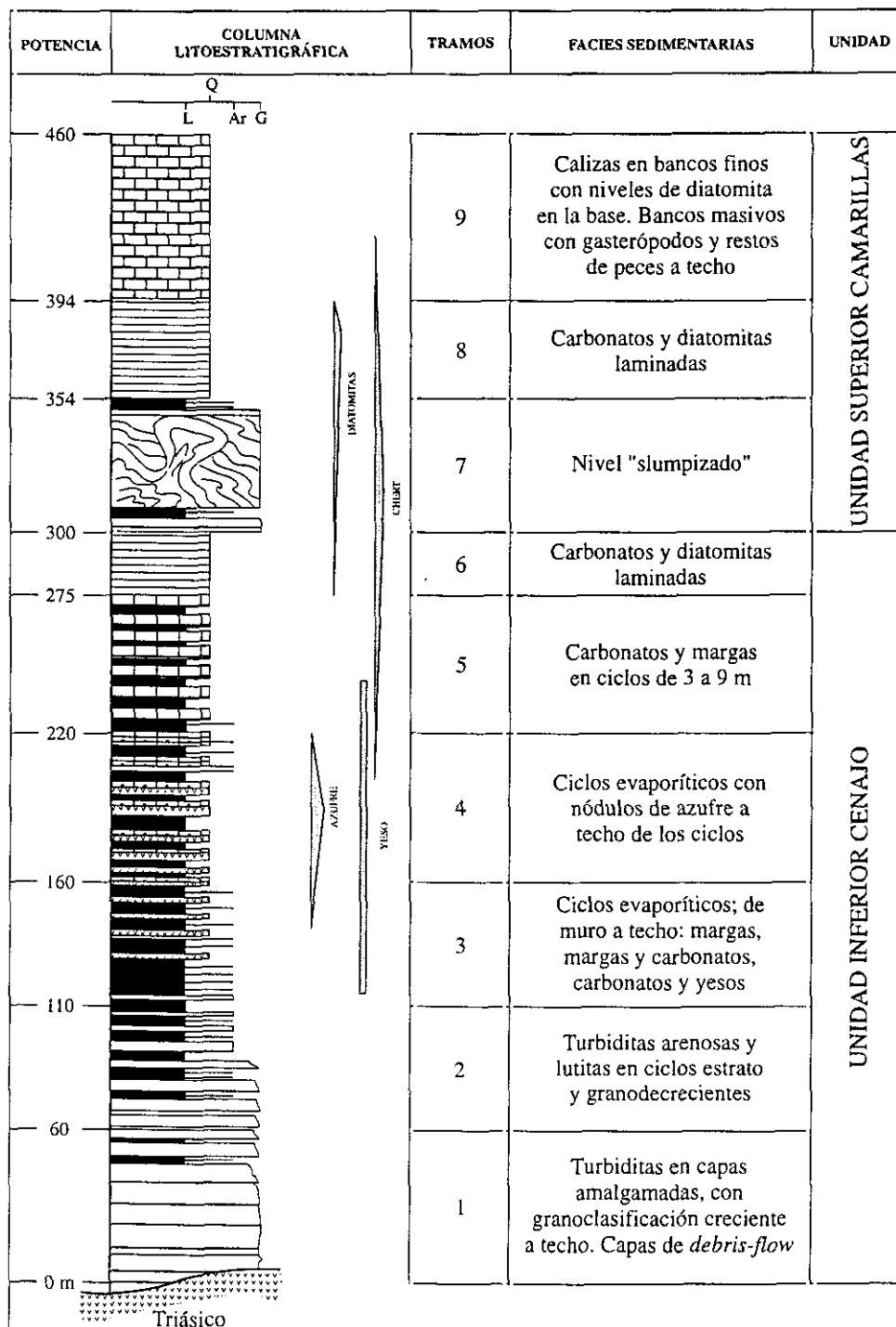


Fig. VI.5. Columna general para la Cuenca de El Cenajo (tomada de Elízaga, 1994).



*slumpizado* de gran potencia (hasta 40 m), dentro del cual se reconocen las mismas facies que las observadas en el tramo calcáreo-margoso-diatomítico. Estas características indican que el depósito *slumpizado* fue consecuencia del desmembramiento y resedimentación de los sedimentos lacustres previamente instalados. Este fenómeno se considera debido a un terremoto de gran magnitud cuya actividad aparece reflejada también en zonas adyacentes. La descripción de las características de este depósito *slumpizado* y su interpretación más detallada se hará en el apartado VII.3.6 de esta memoria.

El nivel de *slump*, que contiene capas fuertemente plegadas y fracturadas, está cubierto en contacto neto por una sucesión monótona de ciclos carbonatado-diatomíticos (Bellanca *et al.*, 1989) en los que progresivamente las capas de caliza van haciéndose más abundantes, hasta culminar la sucesión con depósitos exclusivamente calcáreos. La potencia de sedimentos desde el techo del nivel de *slump* hasta el final de la serie es de unos 105 m, quedando la sucesión cubierta discordantemente por conglomerados de edad Plioceno.

### VI. 3. CUENCA DE ELCHE DE LA SIERRA-COBATILLAS

Esta cuenca se extiende al este de la localidad de Elche de la Sierra y tiene una longitud E-W de algo más de 8 km, presentando una anchura variable entre 2,5 y 4 km. Los depósitos terciarios se disponen en una sinforma de materiales jurásicos (esencialmente de edad Dogger) en la que también aparecen implicados materiales del Terciario en facies marina (Fig. VI.6). Las características de la cuenca así como los rasgos que presentan los depósitos miocenos continentales están expuestos en Elízaga (1994) y Jiménez Sánchez (1997).

La sucesión miocena en facies continental aflora sólo parcialmente, siendo posible su observación en dos explotaciones de diatomitas de bastante amplitud que son propiedad de las compañías CELITE (antigua Manville Española S.A.) y MINAS DE ALMAGRERA (antes Alarcón Palacios S.A.), esta última actualmente inactiva. La potencia máxima observada en afloramiento dentro de los frentes de cantera es de unos 80 m (Fig. VI.7). La sucesión visible consta de varios ciclos superpuestos de margas diatomíticas / calizas margosas, cada uno de ellos con espesores que rondan los 10 m pero que en algún caso pueden superar los 18 m.

Las margas diatomíticas que constituyen uno de los términos de los ciclos presentan un neto carácter laminado varvado, con finas intercalaciones lutíticas. El contenido en diatomeas, predominantemente de naturaleza planctónica (diversas especies de *Cyclotella*), es en general muy elevado, lo que se refleja en contenidos en sílice (ópalo A) de hasta 90% en algunos niveles. Son también frecuentes las espículas de esponjas silíceas. Localmente se intercalan niveles finos de porcelanita entre estas margas. Los términos calcáreos que forman los ciclos consisten en bancos decimétricos de calizas con gasterópodos (*Hydrobia*) que usualmente contienen pasadas de areniscas cementadas por carbonato. Los bancos de calizas aparecen separados por intercalaciones finas más margosas. Aparte de la abundante fauna y flora representada por las diatomeas, espículas de esponjas y gasterópodos, los depósitos miocenos de esta cuenca han suministrado abundantes restos de anfibios, reptiles, peces, vegetales e incluso mamíferos (Calvo *et al.*, 1978) en excelente estado de

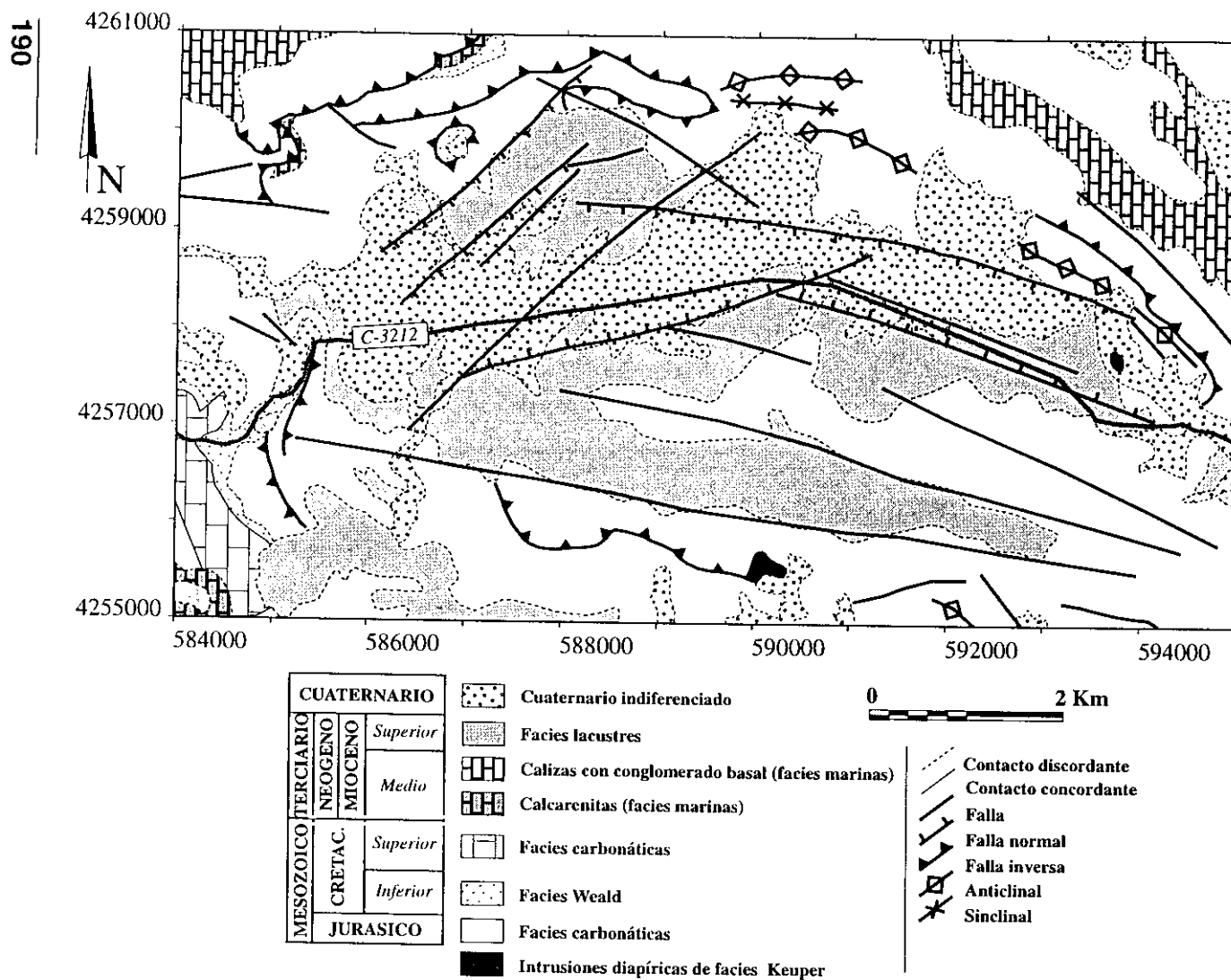


Fig. VI.6. Mapa geológico de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas (modificado de Elízaga, 1994).



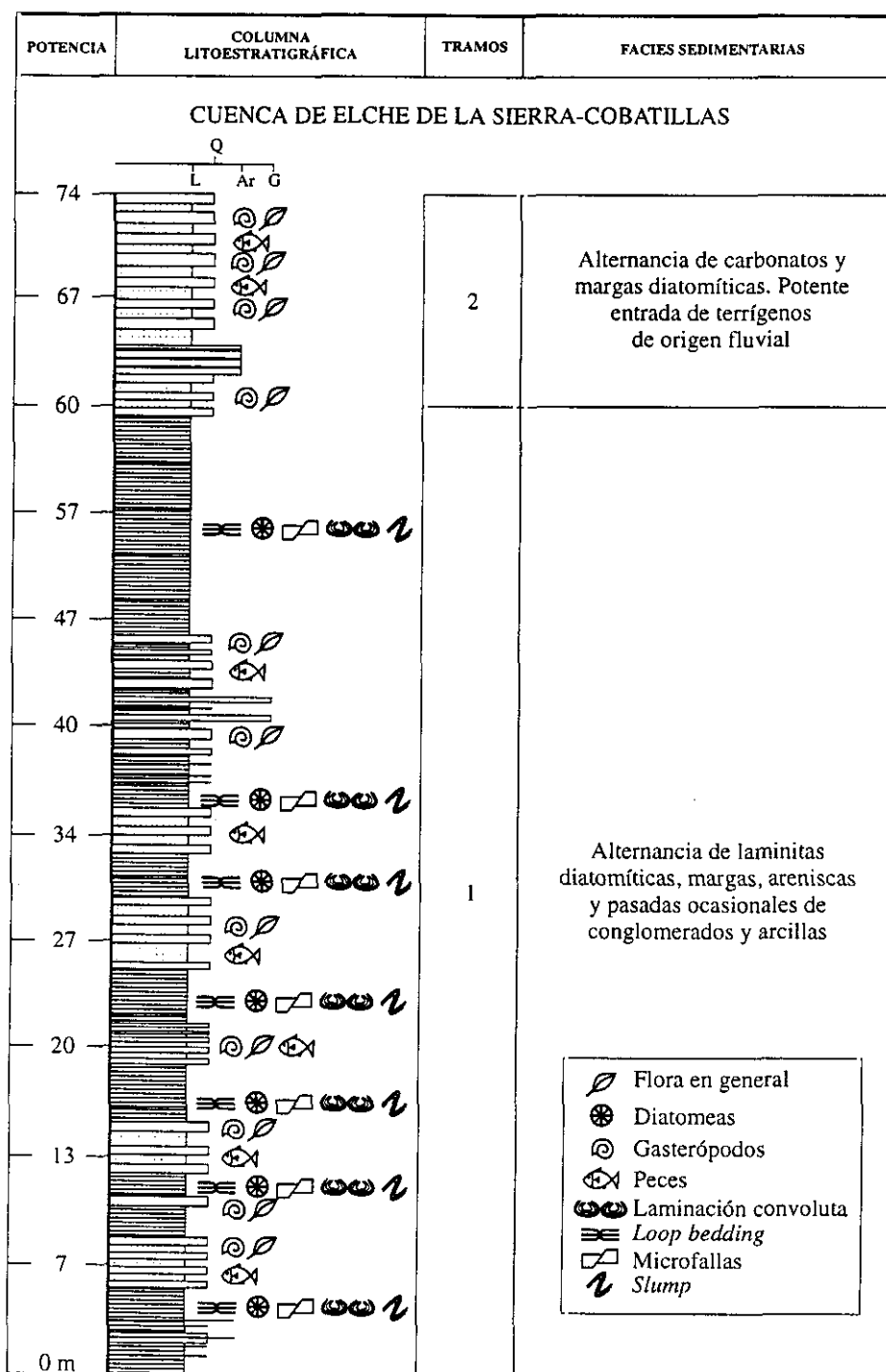


Fig. VI.7. Columna general para la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas (tomada de Jiménez Sánchez, 1997).



conservación. La fauna de mamíferos hallada en algunos niveles permite una datación Turoliense superior para la parte alta de la sucesión aflorante en la cuenca (Calvo *et al.*, 1978).

Los ciclos de espesor decamétrico reconocibles en zonas centrales de la cuenca (explotación de CELITE) son correlacionables con las sucesiones, también de carácter cíclico pero de espesor más reducido (ciclos de 2,5 a 3 m), que se sitúan próximas al borde de cuenca (sección de Rambla del Buitre; Elízaga, 1994). Los términos que componen cada uno de los ciclos en estas zonas más marginales están asimismo compuestos por margas diatomíticas y calizas tabulares con gasterópodos. Junto con esta relación lateral de facies se observa una evolución vertical, tanto en partes centrales como marginales de la cuenca, hacia facies progresivamente más calcáreas y con mayor contenido en terrígenos, marcando esta evolución la colmatación de la cuenca con facies lacustres de carácter somero. Las relaciones de facies observadas en la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas muestran así una evolución sedimentológica en todo similar a la deducida para la parte superior de la sucesión miocena en las restantes cuencas incluidas en este estudio, evidenciando el tránsito desde facies depositadas bajo condiciones anóxicas en áreas lacustres abiertas de moderada profundidad (decenas de metros) hacia condiciones someras con influencia de sistemas aluviales.

#### VI. 4. CUENCA DE HÍJAR

Constituye una cuenca de extensión muy reducida, aproximadamente 4 km<sup>2</sup>, situada a orillas del Río Mundo (Fig. VI.8), junto a la pedanía

que le da nombre, a medio camino entre las localidades de Liétor y Ayna. A pesar de esta reducida extensión, se han medido en la cuenca hasta 470 m de depósitos terciarios continentales, de los cuales más de 300 m son facies netamente lacustres. Tanto en la parte inferior de la sucesión, en contacto discordante sobre facies marinas terciarias de edad Tortoniense (Calvo *et al.*, 1978), como en la parte más alta de aquélla se reconocen depósitos de carácter terrígeno que corresponden a sistemas fluviales o mixtos fluvio-lacustres y a depósitos de abanico deltaico (Fig. VI.9).

El mayor interés de la sucesión miocena depositada en la Cuenca de Híjar reside en la excelente exposición de los niveles lacustres, observables en continuidad estratigráfica a lo largo de la Rambla del Mojón. Las litofacies características dentro del registro lacustre son, por una parte, margas más o menos arcillosas en capas de

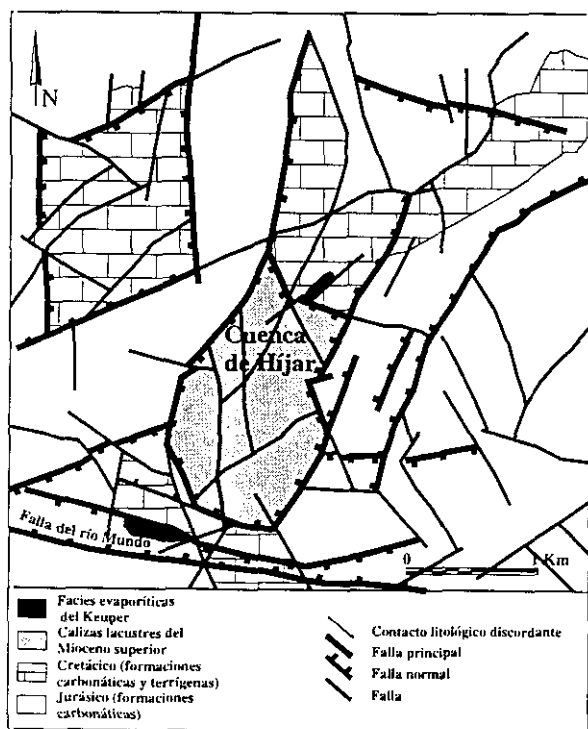


Fig. VI.8. Esquema geológico de la Cuenca de Híjar.

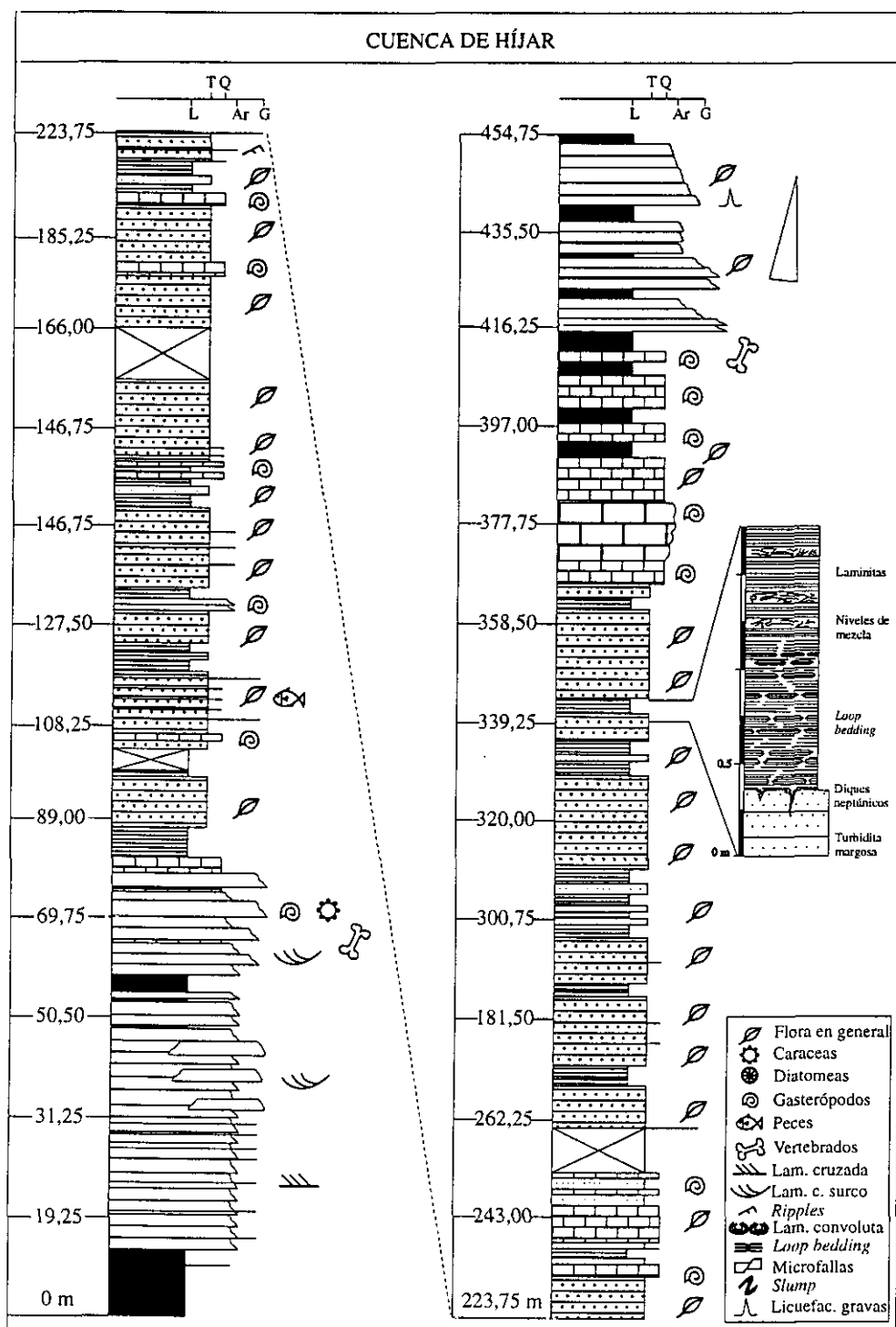


Fig. VI.9. Columna general para la Cuenca de Híjar (tomada de Jiménez Sánchez, 1997).



espesor decimétrico, con pasadas localmente muy ricas en restos vegetales (Alcalá *et al.*, 1997), y, por otra, margas diatomíticas laminadas de carácter varvado. La descripción detallada de una y otra litofacies se encuentra en Elízaga (1994), Jiménez Sánchez (1997) y Calvo *et al.* (1998). En este último trabajo se pone de manifiesto la abundancia de estructuras de deformación (*loop bedding*, *slumps* a varias escalas, estructuras de tipo *mixed-layers*, pseudonódulos) observables en los niveles lacustres. Rodríguez-Pascua *et al.* (1996) han subrayado el interés de estos niveles como base para el estudio de periodos de recurrencia de sismos acaecidos en la cuenca durante el Mioceno superior.

La parte superior de la sucesión miocena de la Cuenca de Híjar está formada por depósitos calizos en bancos gruesos con abundante contenido en gasterópodos. Este tipo de depósito alterna con margas arcillosas muy ricas en materia orgánica que incluyen niveles irregulares de carbonato. Sobre esta asociación de facies se sitúa en tránsito gradual rápido un tramo de depósitos terrígenos (arenas y gravas) con intercalaciones de lutitas, de tonos rosados a amarillentos, con los que culmina la sucesión.

La sucesión sedimentaria reconocida en la Cuenca de Híjar constituye un buen ejemplo de evolución cíclica del relleno de una cuenca lacustre en un contexto intramontañoso. Las etapas iniciales de relleno corresponden al depósito de facies aluviales abastecidas por la erosión rápida de los relieves mesozoicos generados por la actividad de fracturas normales que limitan la cuenca. Por encima de estas facies aluviales se sitúan materiales depositados en ambientes fluviales alternantes con lagos carbonatados muy someros que progresivamente dieron paso a la instalación de un sistema lacustre permanente de profundidad moderada (posiblemente unas decenas de metros) con estratificación de la columna de agua y desarrollo de condiciones anóxicas en la parte inferior de ésta. Las facies lacustres correspondientes a este periodo son principalmente margas diatomíticas varvadas (sedimentación autóctona o *background sedimentation*, Fregenal-Martínez y Meléndez, 1994) interestratificadas con margas turbidíticas debidas a la resedimentación frecuente de depósitos carbonáticos acumulados en plataformas someras y zonas pantanosas circundantes. Esta asociación de facies da lugar a una potente sucesión de sedimentos que refleja la permanencia de condiciones lacustres relativamente profundas durante un amplio periodo de la evolución de la cuenca. El ciclo sedimentario se cierra con el tránsito de estas facies a depósitos de calizas con gasterópodos y margas ricas en materia orgánica propios de ambientes de plataforma lacustre y manglares y, por último, a depósitos terrígenos acumulados en sistemas de abanico deltaico que suponen la colmatación de la cuenca durante el Turoliense superior (Jiménez Sánchez, 1997).

La evolución del registro sedimentario en ambiente continental observada en la Cuenca de Híjar constituye un patrón de referencia que, con mayor o menor complejidad, se repite en el resto de las cuencas desarrolladas durante el Vallesense superior-Turoliense en el área externa de la Zona Prebética (Calvo *et al.*, 1978; Elízaga, 1994). La tendencia apuntada es observable en la Cuenca de El Cenajo y, aunque restringida por el menor afloramiento de la sucesión miocena, en la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas. La mayor amplitud de exposición de los depósitos en la Cuenca de Camarillas-Las Minas y la relativa complejidad estructural de esta cuenca permite un análisis pormenorizado de la evolución de su relleno sedimentario, que hemos dividido en tres etapas mayores. Estas etapas resumen las deducidas por Elízaga (1994) para el modelo deposicional general de las cuencas y pueden ser integradas en un esquema cinemático de la evolución estructural.





## VI. 5. ETAPAS DE SEDIMENTACIÓN DE LA CUENCA DE CAMARILLAS-LAS MINAS

### *Etapas 1*

En la primera fase de formación de sistemas lacustres en la Cuenca de Camarillas-Las Minas, la sedimentación se restringe a la zona central de la cuenca. Esta etapa está condicionada por el levantamiento de pliegues forzados asociados al movimiento dextroso de la Falla del Segura. Los pliegues afectan a sedimentos carbonáticos del Cretácico superior, tal como se observa en la cerrada del embalse de Camarillas. Parte del relleno sedimentario queda compartimentada en los núcleos de los sinclinales de este sistema de pliegues.

Dentro de los sinclinales, la sedimentación tuvo lugar coincidentemente con el plegamiento, lo que resulta en una disposición en discordancia progresiva de los depósitos basales del Mioceno continental sobre los materiales mesozoicos y miocenos en facies marinas. La elevación del sinclinal de la cerrada del embalse de Camarillas es la responsable de la génesis de esta discordancia progresiva, dando paso al depósito de facies lacustres que se estructuran en cinco ciclos de somerización superpuestos (Fig. VI.10). La zonación proximal-distal de los depósitos lacustres incluidos en este conjunto discordante es hacia el SO.

Esta primera etapa termina con la sedimentación de yesos correspondientes a episodios de evaporación intensa y somerización extrema del sistema lacustre, indicativos a su vez de una elevada estabilidad en la cuenca. El aporte de sulfatos guarda relación con el inicio de la actividad diapírica hacia el final de esta etapa, pudiendo relacionarse la actividad diapírica con el comienzo de procesos de extensión en la región.

La orientación de los pliegues forzados es NO-SE, paralelos a la Falla del Segura, que es la responsable de la génesis de dichos pliegues. La sedimentación queda a su vez compartimentada, tanto al NO como al SE por sendas fallas de desgarre (de dirección NE-SO) con una componente de movimiento dextrosa y de dirección NE-SO (Fig. VI.3 y VI.10).

Un aspecto de interés es el origen del agua que da lugar al cuerpo lacustre con el que se inicia la sedimentación en la zona. Existen varias posibilidades que se discuten a continuación:

- a) aguas marinas residuales
- b) aporte fluvial (escorrentía superficial)
- c) abastecimiento por lluvia y agua subterránea

La primera de las hipótesis ha sido esbozada por Servant-Vildary *et al.* (1990), quienes postularon la existencia de un brazo de mar o golfo marino estrecho y alargado instalado en la región durante el Tortonense superior. Este postulado se basa fundamentalmente en el hallazgo de niveles con diatomeas marinas intercalados en los yesos que constituyen el tramo final de las unidades miocenas depositadas durante la primera etapa de sedimentación definida en la cuenca. Desde nuestro punto de vista, esta hipótesis obliga a una representación muy forzada de la paleogeografía del área prebética para el periodo considerado (ver figura en Servant-Vildary *et al.*, 1990) y, por otra parte, muestra incoherencias notables con las conclusiones paleoambientales obtenidas por estos mismos autores a partir de los resultados isotópicos en los depósitos yesíferos de la cuenca. Dichos resultados no avalan el carácter marino de los sedimentos evaporíticos sino que, por el contrario, apoyan un



origen de los yesos como producto del reciclado de formaciones salinas triásicas. Además de esto, nuestras observaciones en los depósitos miocenos previos a la deposición de evaporitas nos permiten reconocer facies de clara adscripción continental, como son las plataformas carbonatadas construidas por charofitas y otros restos de vegetación dulceacuícola que se sitúan en el contacto con los materiales mesozoicos.

De acuerdo con los comentarios anteriores, la presencia de flora (diatomeas) de carácter marino asociada a los depósitos evaporíticos puede ser explicada más bien como el resultado de la adaptación ecológica a condiciones de relativa salinidad del sistema lacustre durante el intervalo temporal en que tuvo lugar la sedimentación de yesos en la cuenca.

La segunda posibilidad, la generación del cuerpo de agua lacustre por abastecimiento esencialmente mediante escorrentía superficial, conllevaría la existencia de facies aluviales bien desarrolladas, bien como orlas concéntricas a los sedimentos lacustres o bien concentradas en algunos puntos de la cuenca, evidenciando este último caso el desarrollo de sistemas fluviales emisarios. Ni una ni otra disposición de facies aluviales con suficiente entidad es reconocible dentro del registro mioceno de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, lo que obliga a no tener muy en cuenta esta hipótesis.

Es por todas estas razones por lo que nos inclinamos a proponer que el desarrollo inicial y posterior evolución de los sistemas lacustres en esta cuenca es el resultado del balance positivo de los aportes de agua procedentes de lluvia y recarga subterránea frente a las pérdidas por evaporación y, posiblemente, descarga a acuíferos. Esta valoración suscita otro aspecto esencial, como es el carácter hidrológicamente abierto o cerrado de esta cuenca y, por ende, el de las restantes cuencas lacustres incluidas en este estudio.

La distinción entre cuencas lacustres abiertas o cerradas en el registro fósil es generalmente difícil, siempre que no exista un control muy preciso de la relación geométrica de facies en un ámbito muy amplio. De acuerdo con Eugster y Kelts (1983), las asociaciones de facies reconocibles en las formaciones lacustres, ajustables a modelos de facies claramente distintos en cuencas lacustres abiertas y cerradas, constituyen un elemento de partida básico para tal distinción, pero la variedad de situaciones climáticas, estructurales y fisiográficas, incluyendo en ellas la naturaleza litológica de los márgenes de cuenca, modifican la rigidez de los modelos de facies propuestos. Una herramienta adicional para llevar a cabo la distinción entre uno y otro tipo de cuencas la constituyen los datos de isótopos estables ( $C^{13}/C^{12}$ ,  $O^{18}/O^{16}$ ) de las facies carbonáticas lacustres. Talbot y Kelts (1990) sugieren que valores altos de covarianza entre valores  $\delta^{13}C/\delta^{18}O$  son indicativos del carácter hidrológicamente cerrado de los lagos en los que precipitaron los carbonatos. En este sentido, las facies depositadas en las cuencas miocenas del Prebético satisfacen ampliamente dicha condición (Bellanca *et al.*, 1989, 1995; Talbot y Kelts, 1990), al presentar valores de covarianza superiores a 0,75. Dicho dato indirecto apoya las representaciones paleogeográficas deducidas de la distribución de facies en las cuencas (Calvo y Elfzaga, 1994).

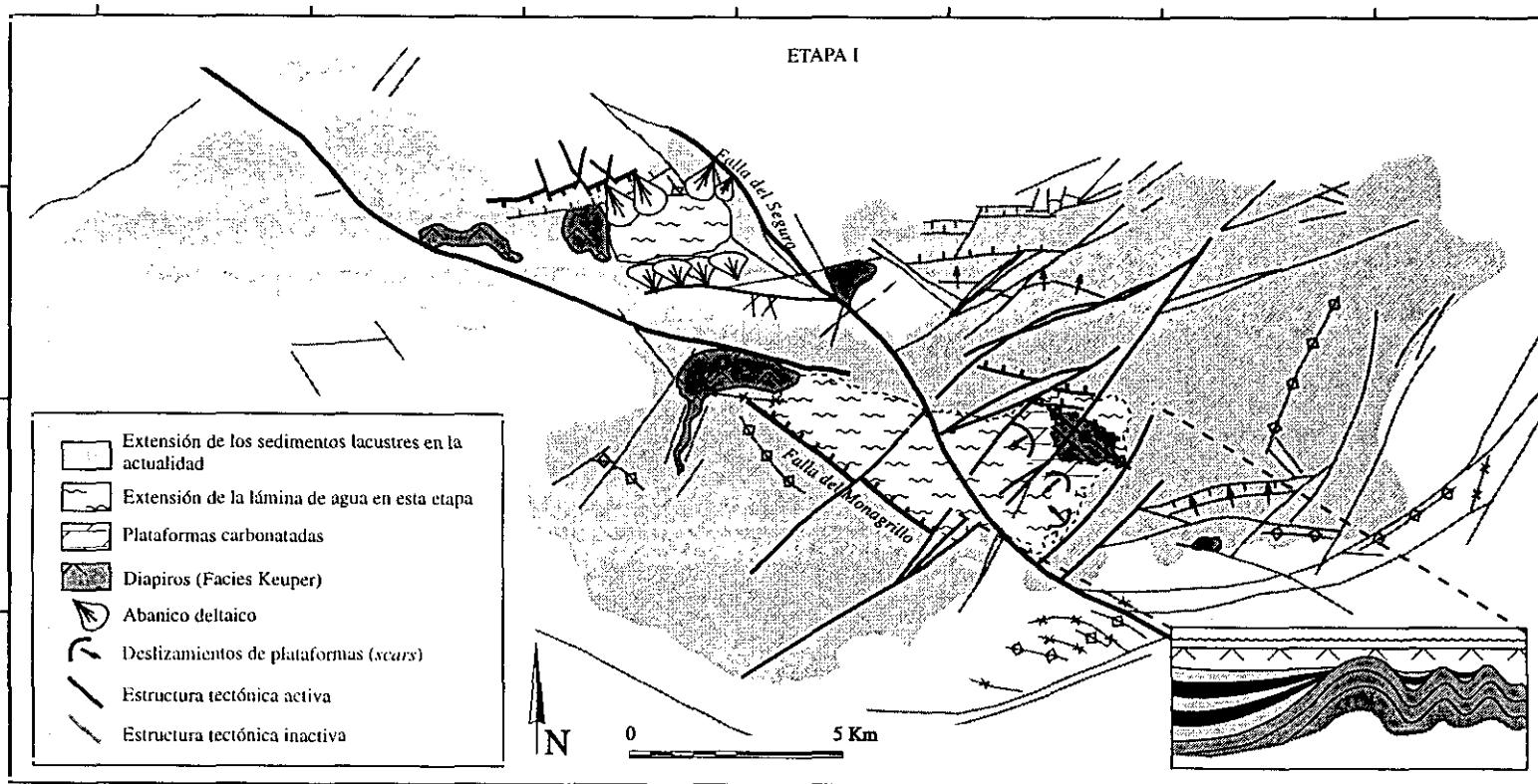


Fig. VI.10. Esquema tectónico y sedimentario de la Etapa I de relleno de las cuencas de Camarillas-Las Minas y El Cenajo.



## ***Etapas 2***

Corresponde a la máxima expansión del lago, durante la cual, además de los desgarres N150E y N60E, son ya activas las fallas normales E-O y continúan los diapiros. Las direcciones de aporte son esencialmente hacia el norte, reconociéndose tres ciclos de somerización en las facies lacustres. Esta dirección de aporte indica la fuerte actividad tectónica desarrollada durante esta etapa por la falla normal del borde norte de la cuenca, que delimita lo que en la actualidad es la Sierra de los Donceles (Fig. VI.4 y VI.11).

En la parte SO de la cuenca se desarrolla en este periodo una falla normal que condiciona la sedimentación en la zona, generando una discordancia progresiva en la que aparecen implicados depósitos lacustres y, en menor medida, aluviales con una dirección de aporte hacia el NE. Esta zona de fractura constituye uno de los umbrales más importantes de la cuenca hasta el momento es que el hueco asociado a él es colmatado y, superado el salto generado por la falla, aumenta la extensión del lago.

Más o menos coincidente con el momento en que el lago alcanzó su máxima extensión, se produjo la intrusión de materiales volcánicos que en la actualidad se observan en el Cerro del Monagrillo. Este vulcanismo corresponde a materiales ultrapotásicos de origen profundo (Fuster *et al.*, 1967), lo que parece indicar el carácter cortical de algunas de las fallas de desgarre más importantes de la región (fallas de Socovos-Calasparra, Liétor y Pozohondo). En el caso concreto de los materiales volcánicos presentes en la Cuenca de Camarillas-Las Minas, parecen estar asociados a la falla normal a normal-direccional con trazo NO-SE observable en la parte sudoeste de la cuenca (Falla del Monagrillo).

El registro sedimentario correspondiente a esta etapa culmina con la instalación de un conjunto de depósitos fuertemente plegados y fracturados (*slump* a gran escala) que interpretamos como el resultado de un evento de origen sísmico (Elíza y Calvo, 1988) que da lugar al desmembramiento y deslizamiento de las plataformas lacustres previamente depositadas coincidiendo con las mayores profundidades de la lámina de agua en el lago. Los depósitos de *slump* se distribuyen esencialmente hacia el borde norte de la cuenca, con menor representación hacia el sur. Esta distribución se debe al hueco generado por la falla normal que limita el margen norte, la cual acomoda la extensión con el desarrollo de un pliegue en *roll-over*. El desarrollo de los depósitos de *slump* en la parte sur de la cuenca, con una dirección de desplazamiento hacia el SE, está relacionado con una falla normal de dirección NO-SE que compartimenta la sedimentación en la cuenca, de forma que estos depósitos de *slump* están desconectados de los que se observan en la parte norte (Fig. VI.12). Como se ha mencionado en apartados anteriores (ver apartados VI.1 y VI.2), este deslizamiento es de carácter subacuático y aparece en la misma posición estratigráfica tanto en la Cuenca de Camarillas-Las Minas como en la de El Cenajo, lo que confirma su carácter de evento sísmico importante a escala regional. Como se discute en el apartado VII.3.6, el terremoto causante del *slump* podría superar una magnitud 8.

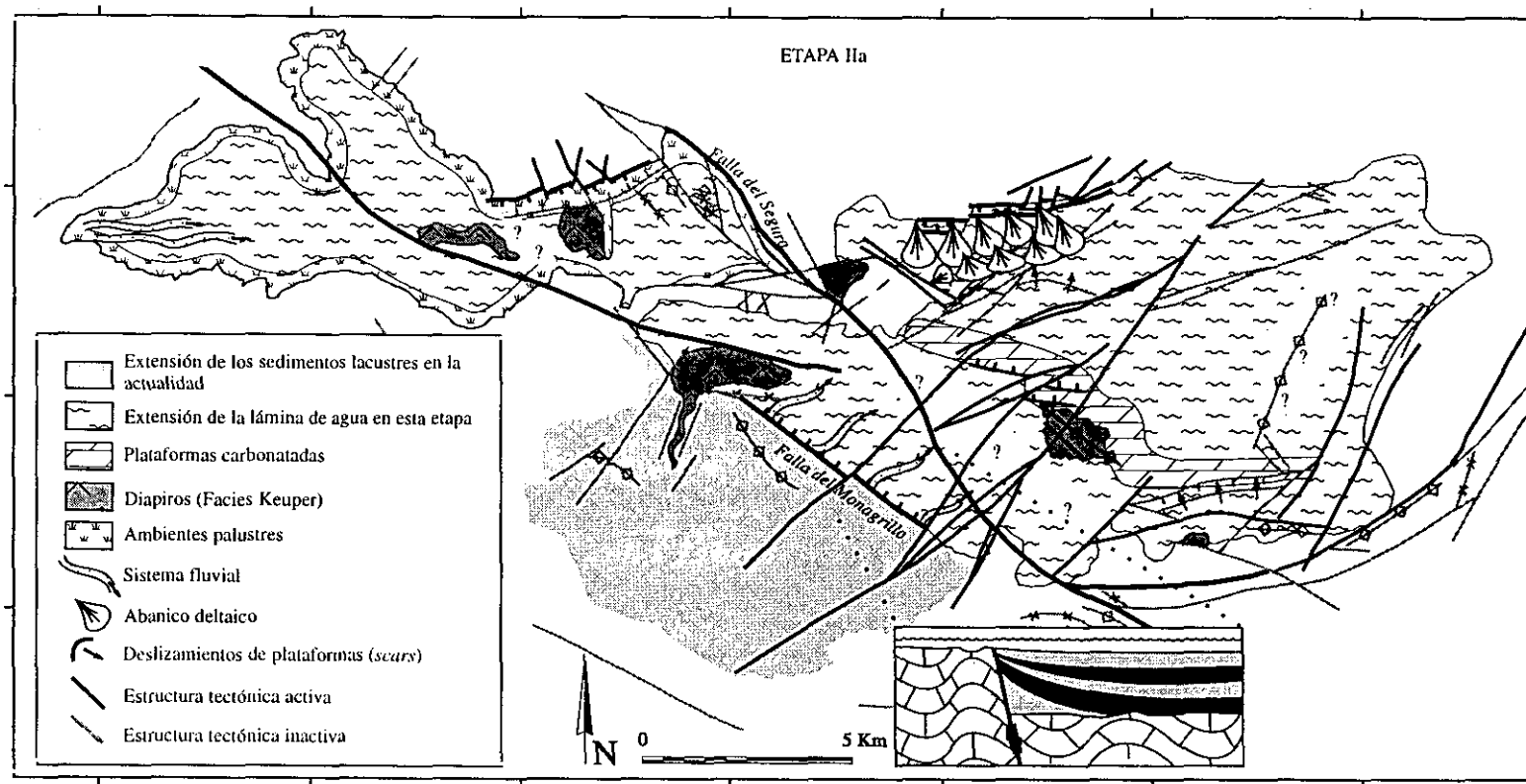


Fig. VI.11. Esquema tectónico y sedimentario de la Etapa IIa de relleno de las cuencas de Camarillas-Las Minas y El Cenajo.

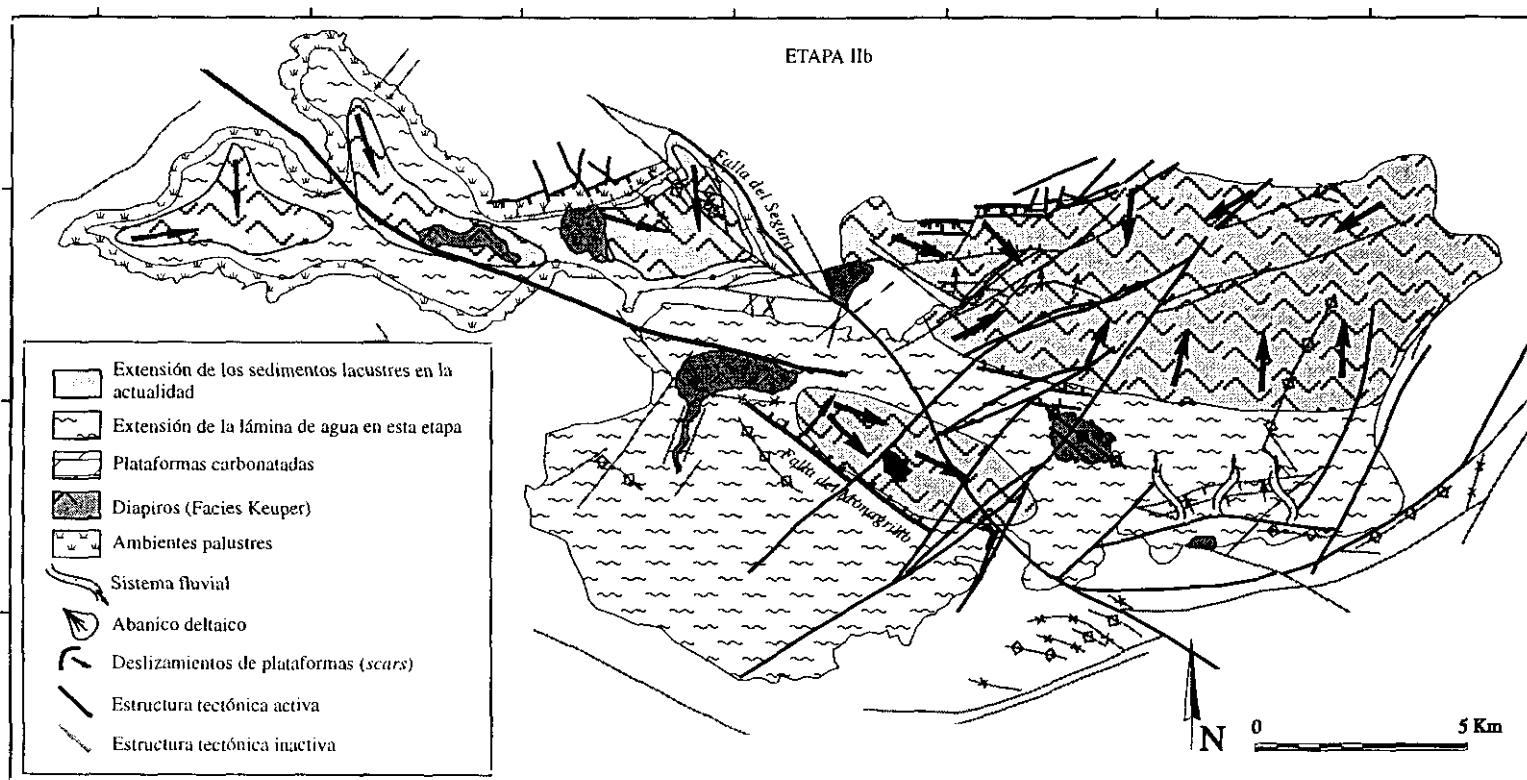


Fig. VI.12. Esquema tectónico y sedimentario de la Etapa IIb de relleno de las cuencas de Camarillas-Las Minas y El Cenajo.



### ***Etapas 3***

Durante esta etapa final de la evolución del sistema lacustre de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, la sedimentación quedó restringida a la parte norte de la cuenca. La falla normal que limita la cuenca en esta zona es activa a lo largo de todo este periodo (Turoliense superior). Sobre los depósitos de *slump*, acumulados en zonas relativamente profundas del lago, se sedimentaron facies lacustres margosas diatomíticas y carbonatos tableados en sucesivos ciclos menores de somerización, aunque en conjunto corresponden a depósitos en un cuerpo estratificado de aguas relativamente profundas. Estos depósitos son cubiertos de una forma bastante rápida por facies terrígenas finas de prodelta relacionadas con la instalación de sistemas fluviales de procedencia, por un lado, NO y, por otro, SE, evidenciando un cambio paleogeográfico notable en la cuenca. Así, mientras en un periodo anterior, el depocentro de la cuenca se situaba algo más al sur, en la fase de colmatación se trasladó algo más hacia el norte, muy próximo al actual borde de cuenca, hecho posiblemente condicionado por la mayor actividad de las fallas normales que limitan la cuenca en el borde norte (Fig. VI.13).

Mientras que en las inmediaciones de la Sierra de los Donceles, la sucesión miocena termina con facies exclusivamente fluviales, propias de un sistema de carácter meandriforme (Elizaga, 1994), algo más al este, en el área de la Rambla del Saltador, los depósitos fluviales alternan con facies de plataforma lacustre carbonática de tipo *bench* (Platt y Wright, 1991). La arquitectura de estas plataformas ha sido descrita en detalle por Calvo *et al.* (1997), quienes ponen de manifiesto la relación genética entre estas plataformas y los deltas asociados a la desembocadura de los cursos fluviales. Esta asociación de sistemas terrígenos y carbonáticos da paso en la vertical a un sistema lacustre somero de bajo gradiente que se extiende por toda la parte NE de la cuenca y es a su vez cubierto por depósitos aluviales distales en los que se intercalan canales rellenos por fitoclastos y biohermos tobáceos. El techo de esta formación aluvial aparece representado en toda la zona por gravas en las que se desarrolló un perfil maduro de calcreta.

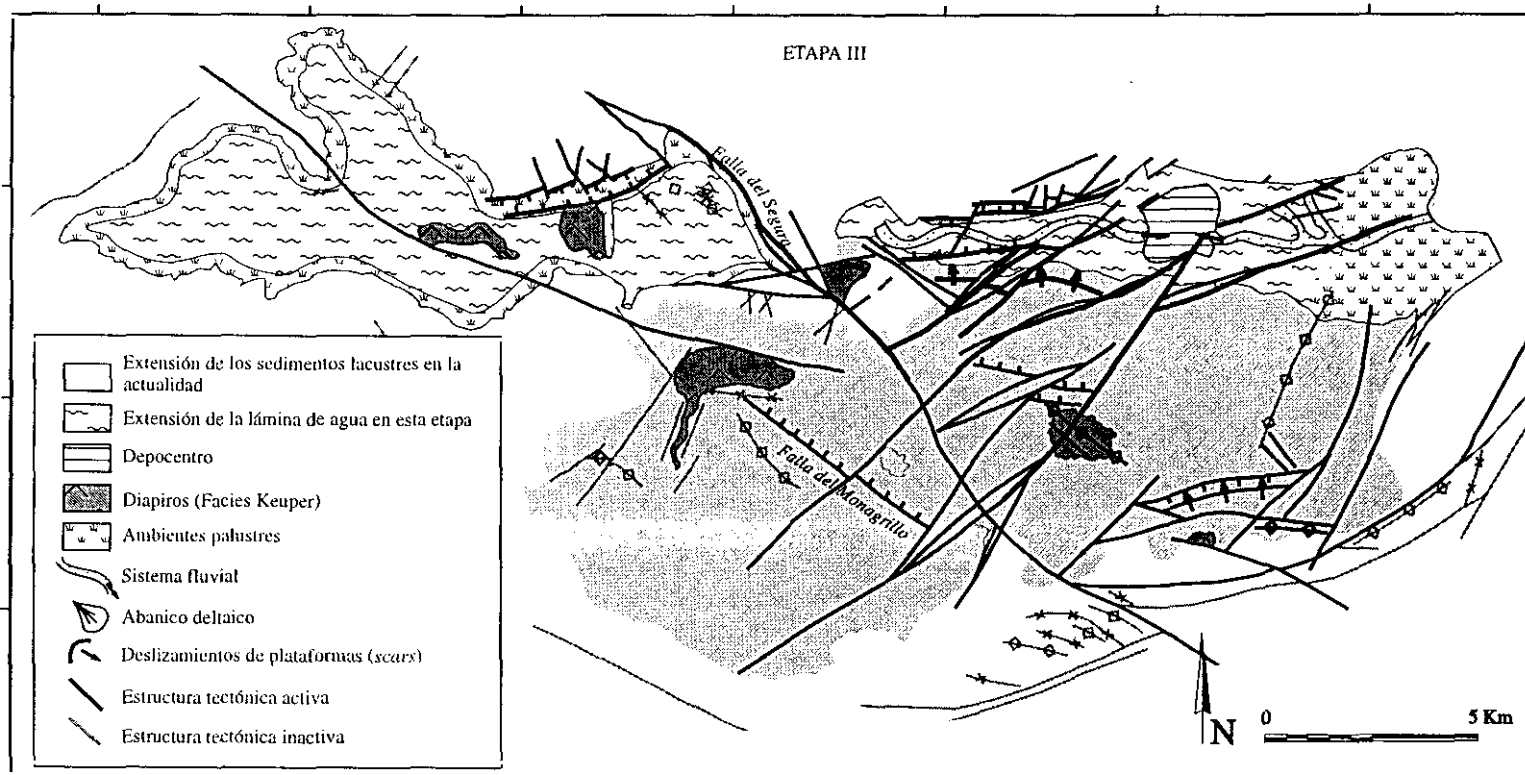


Fig. VI.13. Esquema tectónico y sedimentario de la Etapa III de relleno de las cuencas de Camarillas-Las Minas y El Cenajo.





## VII. Descripción e interpretación de sismitas en los sistemas lacustres neógenos del Prebético Externo

Las sismitas son la expresión en el registro sedimentario de la actividad sísmica de fallas. Un criterio de discriminación o comprobación genético para atribuir un origen sísmico a una determinada estructura de deformación sería establecer una relación directa entre los mecanismos que hacen que se generen fallas y los que producen las sismitas. Las rocas están sometidas a esfuerzos que producen la rotura de las mismas (si se supera su límite de resistencia a la rotura), generándose fallas que pueden tener actividad sísmica después de su génesis o carecer de ella. En el caso de que esta actividad presente una continuidad, más o menos regular en el tiempo, puede generar estructuras de deformación en sedimentos no consolidados, siendo el mecanismo desencadenante un terremoto. Las sismitas se van a generar bajo el mismo campo de esfuerzos regional (o local, dependiendo de los casos) que ha generado la falla o la reactivación de la misma. Por tanto, la génesis de una sismita va a estar condicionada por el campo de esfuerzos bajo el que se ha generado. De esta manera, las sismitas se van a comportar, en líneas generales, como una "estructura tectónica" más. Como se ha visto en los capítulos IV y V, el campo de esfuerzos es, en la zona en que se realiza este estudio, bastante constante desde el Mioceno superior, lo que apoyaría la hipótesis de la extrapolación de los datos paleosísmicos a la actualidad, siempre que estén condicionados por los tensores calculados.

El estudio de la paleosismicidad ha tenido un fuerte impulso en los últimos años, especialmente en sedimentos fluviales. La escuela norteamericana, puntera en el estudio de la paleosismicidad, se centra en estructuras de deformación (licuefacciones) en depósitos de ambientes fluviales y costeros con lo que el conocimiento existente sobre licuefacciones es extenso, tanto experimentalmente como en su correlación con terremotos históricos. Sin embargo, la paleosismicidad en ambientes lacustres no ha tenido el mismo impulso. En la actualidad siguen vigentes trabajos sobre paleosismicidad en sedimentos lacustres de inicios de los años setenta (Sims, 1975), aunque recientemente ha sido publicado por la Universidad de Jerusalén un breve trabajo sobre la interpretación de una estructura paleosísmica en el mar Muerto (Marco y Agnon, 1995).

Hasta el momento, dichos estudios de paleosismicidad no relacionan en general la orientación de las sismitas con ningún origen en concreto, siendo meramente descriptivos. Tan sólo en algunos casos (Audernard y De Santis, 1991; Guiraud y Plaziat, 1993; Obermeier *et al.*, 1993) se apunta la idea de la orientación sistemática de las estructuras, pero sin realizar ninguna interpretación genética al respecto. Los estudios llevados a cabo en sedimentos lacustres para el establecimiento de períodos de recurrencia de terremotos son escasos, pudiendo destacar a Sims (1975). Este autor considera el carácter anual de la sedimentación varvada lacustre para datar de forma relativa las diferentes sismitas observadas. Doig (1991) establece períodos de recurrencia de terremotos en sedimentos lacustres pero utilizando dataciones radiométricas ( $C^{14}$ ).



Una de las condiciones principales para que se generen sismitas es que los sedimentos se encuentren saturados en agua. Por tanto, para que se desarrollen sismitas en un medio subaéreo es necesario que los sedimentos afectados se encuentren bajo el nivel freático y en profundidades que no superen los 10 m, hay excepciones en las que se citan licuefacciones hasta a 50 m (Andersen y Bjerrun, 1967). Mientras que los sedimentos dispuestos permanentemente bajo una lámina de agua presentan una mayor susceptibilidad a la licuefacción. Además, las condiciones del medio son más favorables para la conservación de las estructuras que en medios subaéreos, donde el efecto de los agentes erosivos puede borrar las estructuras en pocos días o meses (Obermeier *et al.*, 1990). Por tanto, el potencial de registro en medios subacuáticos es mayor que en medios subaéreos.

Los depósitos subacuáticos más utilizados en estudios de paleosismicidad son los acumulados en ambientes fluviales, lacustres y el marinos. Los medios lacustres presentan la ventaja de registrar conjuntamente sedimentos, cuyo comportamiento ante fenómenos de licuefacción es similar al de sedimentos fluviales, en los bordes y facies de sedimentación más profundas, en muchos casos sedimentos varvados, en zonas internas. De este modo podremos observar una gran variedad de estructuras en depósitos acumulados en un mismo medio sedimentario, pudiendo contrastarlas entre sí. Además, el carácter anual de la sedimentación varvada supone una base de datación relativa de los periodos entre los que tuvieron lugar los eventos sísmicos.

Dado el interés que presentan los depósitos acumulados en medios lacustres para el estudio de la paleosismicidad, se eligieron las cuencas neógenas, con amplio registro de este tipo de facies, del Prebético Externo en el área de Hellín (Albacete). Esta zona presenta una actividad sísmica reciente con una clara alineación de epicentros N140E, según el catálogo del I.G.N.. Elízaga (1990) realizó un estudio de facies y petrológico de los sedimentos que rellenan las principales cuencas lacustres del área y cita la existencia de estructuras de posible origen sísmico. Además, estas cuencas se encuentran delimitadas, en la mayoría de los casos, por fallas normales, lo cual facilita el establecimiento de relaciones entre la tectónica y la génesis de sismitas.

## **VII. 1. SISMITAS DESARROLLADAS EN LOS SEDIMENTOS LACUSTRES NEÓGENOS DEL PREBÉTICO EXTERNO EN EL ÁREA DE HELLÍN (ALBACETE)**

Los lagos son "cuerpos de agua estables que ocupan depresiones dentro de las zonas emergidas de la corteza terrestre" (Kelts, 1988). En la actualidad representan tan solo el 1% de la superficie global (Davis, 1983), pero tienen un gran interés, ya que, constituyen importantes reservorios de agua dulce, fuente de riqueza piscícola y, en muchos casos, abastecimiento de sustancias minerales, tanto de carácter energético (petróleo, carbón, sustancias radiactivas) como metálico y no metálico. Este último aspecto es el que ha potenciado los estudios de paleolimnología, con el fin de prospectar los posibles recursos minerales en el registro sedimentario de sistemas lacustres fósiles.

En algunas ocasiones, estas masas de agua estables constituyen un registro sedimentario muy completo de toda la historia del "paleolago" que, en algunos casos, puede abarcar periodos geológicos muy amplios. Si sumamos a la calidad del registro sedimentario la susceptibilidad de estos sedimentos, tras su depósito, a la deformación, al encontrarse permanentemente bajo una lámina de agua, obtenemos un medio muy favorable para la génesis de sismitas.



La amplia variedad de situaciones en las que se pueden desarrollar medios lacustres, tanto geomorfológicas como tectónicas, así como variaciones controladas por la latitud, áreas fuente y cambios climáticos locales, hace imposible el establecimiento de modelos sedimentológicos únicos para los sistemas lacustres (Eugster y Kelts, 1983). En sistemas hidrológicamente abiertos, abastecidos por aguas subterráneas o superficiales, la disposición de facies es mucho más constante que en lagos de carácter hidrológicamente cerrados, máxime cuando son efímeros. En sistemas abiertos la disposición espacial de los ambientes y subambientes sedimentarios, tanto someros como profundos, es mucho más estable, lo cual proporciona un registro bien definido dentro de este medio.

La diferencia de litologías que podemos encontrar entre medios lacustres someros y profundos está controlada principalmente por los aportes externos al sistema. Los medios someros, correspondientes a facies de plataforma, reciben aportes de terrígenos por medio de abanicos deltáicos y sistemas fluviales. Dichos aportes se interdigitan en mayor o menor grado con los depósitos producidos en el centro del lago (carbonatos, evaporitas en algunos casos). En algunos sistemas lacustres, sin embargo, la sedimentación es casi exclusivamente terrígena y los aportes externos configuran la práctica totalidad de su registro. Por su parte, los sedimentos lacustres de facies profundas son típicamente el resultado de procesos de decantación de partículas sólidas en suspensión (partículas minerales detríticas o generadas autigénica o biogénicamente, materia orgánica en flotación, organismos de carácter planctónico...) o bien del acceso de corrientes de turbidez a zonas lejos del margen lacustre. En sistemas lacustres en los que se dan situaciones de estratificación de la lámina de agua, los sedimentos del fondo quedan en condiciones anóxicas que permiten la preservación de varvas lacustres en las que quedan bien registrados los ciclos anuales de sedimentación (Kelts y Hsü, 1978). Esta preservación está favorecida por la ausencia de bioturbación al impedir las condiciones anóxicas el desarrollo de fauna y flora en el fondo del lago. Las facies, típicamente laminadas, de zonas lacustres profundas pueden ser tanto de naturaleza terrígena fina, orgánica o biogénica (carbonatada o silícea).

En sedimentos lacustres como los analizados en este trabajo, los sedimentos detríticos (limos, arenas y gravas) quedan en su mayor parte restringidos a medios someros, apareciendo mezclados con carbonatos que a su vez presentan un importante carácter "clástico", aunque en este caso, debido a procesos internos del lago o bien al hecho de estar formados inicialmente por partículas bioclásticas. Por el contrario, los medios profundos de estos lagos se caracterizan por la aparición de sedimentos varvados, depositados en condiciones anóxicas y constituidos por partículas de tamaño limo (medio a grueso), con presencia ocasional de depósitos de turbiditas carbonáticas de grano fino intercaladas.

Esta diferencia de granulometrías supone un desigual comportamiento ante la deformación, producida por los esfuerzos de cizalla cíclicos de origen sísmico en superficie. De acuerdo con las evidencias obtenidas en otros sistemas aluviales-lacustres, la licuefacción de sedimentos detríticos, característicos de medios someros, no se produce con magnitudes inferiores a 5 (Seed e Idriss, 1982; Atkinson, 1984; Thorson *et al.*, 1986; Scott y Price, 1988; Audemard y de Santis, 1991; Cojan y Thiry, 1992; Papadopoulos y Lefkopoulos, 1993; Dugue, 1995; Marco y Agnon, 1995). Los sedimentos de granulometría más fina, en particular los varvados, son mucho más susceptibles a cualquier desequilibrio y se pueden empezar a deformar con movimientos sísmicos de menor magnitud, sin necesidad de que se tengan que licuefactar o fluidificar.



La diferencia de comportamiento ante la deformación de diferentes materiales, producida por los esfuerzos de cizalla cíclicos en superficie generados por un sismo, conlleva que en el presente estudio se hayan separado para su análisis las sismitas desarrolladas en depósitos de medios lacustres someros de las reconocibles en sedimentos propios de medios profundos. En cualquier caso, la metodología desarrollada para la relación de la génesis de sismitas en medios lacustres con el campo de esfuerzos activo durante su formación es la misma para ambos medios y se puede resumir de acuerdo con los siguientes puntos, tres de los cuales han sido previamente desarrollados en anteriores capítulos:

- a) estudio de la tectónica regional y elaboración de un modelo tectónico (capítulos III al VI)
- b) elaboración de una cartografía tectónica de detalle de las cuencas lacustres a estudiar, para poder relacionar su génesis con el campo de esfuerzos regional (ver capítulo VI)
- c) cálculo del campo de esfuerzos regional para la zona utilizando diferentes métodos de análisis poblacional de fallas (ver capítulo IV)
- d) búsqueda sistemática en campo de estructuras de paleosismicidad en las cuencas seleccionadas. Dicha búsqueda se ha llevado a cabo por separado en depósitos correspondientes a medios someros y profundos, puesto que las diferentes características de los sedimentos van a generar estructuras distintas
- e) medida sistemática de las orientaciones de las estructuras y descripción de las mismas
- f) elaboración de modelos tridimensionales genéticos de cada estructura y su relación con el campo de esfuerzos en el momento de producirse el evento sísmico
- g) establecimiento de periodos de recurrencia de paleoterremotos a partir de sedimentos varvados lacustres (medios profundos) y como complemento, aplicación de leyes potenciales (Ley de Gutenberg-Richter) a estos resultados, para poder establecer una relación directa con la sismicidad actual. Este último aspecto se desarrolla en el capítulo VIII de la presente memoria.

## VII. 2. SISMITAS DESARROLLADAS EN MEDIOS LACUSTRES SOMEROS

Las características de los sedimentos en medios lacustres someros (limos calcáreos, arenas con composición carbonática en algunos casos y gravas) y de las condiciones de sedimentación (sistemas fluviolacustres y abanicos deltaicos), a excepción de los medios de precipitación de carbonatados, son muy similares a depósitos fluviales. Sobre estos últimos existe una amplia bibliografía que es extrapolable a los sedimentos lacustres someros, ya que las características de los sedimentos y del medio sedimentario fluvial son muy similares a los lacustres en algunos casos.

La composición de los sedimentos detríticos varía en función de las características de las áreas fuente. Las granulometrías oscilan desde tamaño limo a gravas. La mayor susceptibilidad a la licuefacción la presentan las arenas de grano fino a medio y los limos calcáreos groseros. Pero la magnitud ( $M$ ) mínima a la que se producen licuefacciones es de 5 a 5,5 (Seed e Idriss, 1982; Atkinson, 1984; Thorson *et al.*, 1986; Scott y Price, 1988; Audemard y de Santis, 1991; Cojan y Thiry, 1992; Papadopoulos y Lefkopoulos, 1993; Dugue, 1995; Marco y Agnon, 1995). De esta manera, el registro sísmico que vamos a poder observar en sedimentos someros está restringido exclusivamente a sismos importantes ( $M \geq 5$ ). Por tanto, no van a quedar registrados terremotos de



magnitud inferior a 5.

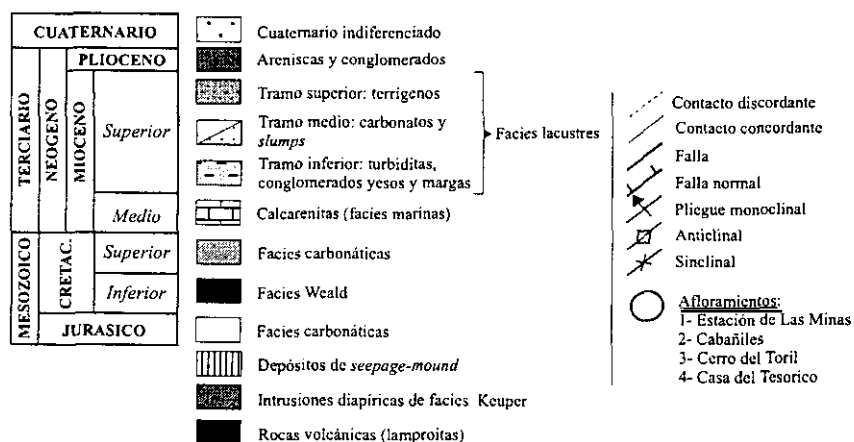
Dentro de la Cuenca de Camarillas-Las Minas aparecen dos tipos principales de estructuras de licuefacción, que afectan a sedimentos lacustres someros: inyecciones de arena en filón y estructuras en almohadilla. Ambas estructuras se generan por un mecanismo común, la licuefacción de arenas. Pero se diferencian, además de en su morfología, en su génesis. Las inyecciones de arena en filón son intrusiones subverticales de arena licuefactada dentro de una capa suprayacente que actúa como capa confinante, mientras que las estructuras en almohadilla se generan por el escape de arenas licuefactadas a la superficie, sin que exista una capa confinante como tal. En esta última situación, las discontinuidades que representan los planos de estratificación dentro del propio nivel arenoso, se comportan como capas confinantes. Estos planos de estratificación se deformarán por el ascenso de las arenas, generando pliegues con sinclinales abiertos y anticlinales apuntados, por donde escapan los fluidos.

Las inyecciones de arena en filón se concentran principalmente en la zona central de la cuenca, tanto en los tramos inferiores de la serie, formados por turbiditas, conglomerados, yesos y margas, como en los superiores, constituidos principalmente por carbonatos. Las estructuras en almohadilla se localizan en el borde norte de la cuenca, dentro del tramo medio de la serie sedimentaria, constituido por facies deslizadas, terrígenos y piroclastos y en la zona central dentro del tramo inferior. Así, las estructuras de licuefacción aparecen a lo largo de toda la columna estratigráfica de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, constituyendo el registro de fenómenos puntuales en el tiempo pero que han acaecido durante toda la historia sedimentaria de la cuenca.

### VII. 2. 1. Inyecciones de arena en filón

Este tipo de estructuras han sido definidas en varios trabajos, entre los que podemos destacar los de Amick *et al.* (1990), Obermeier *et al.* (1990), Audemard y De Santis (1991) y Obermeier *et al.* (1993). Para la génesis de estas estructuras es necesario una capa confinante suprayacente que selle los sedimentos licuefactables infrayacentes y que estos últimos estén completamente saturados en agua. Al reducirse la porosidad intersticial por la reorganización del empaquetado de partículas durante el terremoto, se produce un aumento de la presión intersticial. Cuando este aumento supera a la presión confinante se produce la fracturación del nivel suprayacente, momento en el que se genera la inyección de las arenas hacia zonas superficiales de menor presión (ver capítulo II.3.2).

Dentro de la Cuenca de Camarillas-Las Minas se pueden observar los mejores ejemplos de inyecciones de arena en filón en el área de estudio, en la que se han diferenciado varios afloramientos (Fig. VII.1). Uno de los afloramientos más interesantes de esta cuenca se sitúa al sur de la cerrada del Embalse de Camarillas (U.T.M., huso 30, x: 617.500 m ; y: 4.244.100 m), afloramiento, que por su proximidad a ella, se ha denominado Estación de Las Minas. Se desarrollan en materiales lacustres de los tramos inferiores de la serie, depositados en discordancia sobre el flanco sur de un anticlinal formado por materiales cretácicos de dirección N010E (ver figura VI.3). Corresponden a materiales de plataformas someras, para las cuales se ha estimado una profundidad de lámina de agua de hasta 6 m, tal como se deduce a partir de las relaciones geométricas de cuerpos sedimentarios en los bordes de la cuenca. Dichas plataformas se desarrollaron bajo aguas oxigenadas



**Fig. VII.1.** Mapa de situación de los principales afloramientos de estructuras de licuefacción hallados en la Cuenca de Camarillas-Las Minas.



con sedimentación carbonática.

Este nivel en el que aparecen las intrusiones se puede continuar en la margen izquierda del río Mundo a unos 500 m al este de este punto. En este afloramiento se puede observar cómo estas intrusiones se encuentran asociadas a un deslizamiento subacuático, cuya cicatriz de cabecera o *scar* se puede ver en este punto. Por tanto, cobra un gran interés al comprobarse cómo estas licuefacciones pueden ser la causa de deslizamientos de taludes subacuáticos durante eventos sísmicos.

Dentro de este mismo tramo inferior de sedimentación de la cuenca, pero ya a techo del mismo, podemos observar intrusiones de arena al sureste del Cerro del Monagrillo. Este afloramiento, cuyas coordenadas son x: 616.100 m; y: 4.241.800 m (afloramiento de Los Cabañiles) (ver figura VI.3), se sitúa en un nivel inmediatamente inferior a la colada de lavas procedente de dicho cerro (inicio de la sedimentación después del “macroslump”). En este punto se puede apreciar una intrusión volcánica a favor de una falla de dirección N060E subvertical. Las inyecciones de arena que se observan junto a la intrusión volcánica intruyen a favor de fallas normales.

En los tramos más altos de la serie también aparecen intrusiones de arena en filón, en las proximidades de la Casa del Cerro de Hellín (x: 618.850 m; y: 4.243.500 m) y en el Cerro del Toril (x: 622.800 m; y: 4.243.500 m) (ver figura VI.3). En este primer afloramiento las estructuras intruyen a favor de fallas normales, pero no se han podido efectuar medidas en estas estructuras ya que las condiciones de afloramiento no son buenas. En el segundo es donde se ha observado un mayor desarrollo de dichas estructuras, con potencias que pueden llegar a superar los 20 cm con desarrollo métrico en la vertical.

### ***Afloramiento de la Estación de Las Minas***

El tramo de sedimentos lacustres de edad Mioceno superior estudiado se encuentra en discordancia sobre calizas del Cretácico superior, y representa los niveles más bajos de la serie. La diferencia de buzamiento entre los materiales miocenos superiores y los cretácicos es de  $10^\circ$  como término medio. Los sedimentos lacustres se depositaron como cuerpos horizontales. Si tenemos en cuenta que el buzamiento actual es de  $35^\circ$  a  $40^\circ$  al sur, esto nos indica que la elevación del anticlinal cretácico comenzó antes de que se iniciase la sedimentación lacustre y que continuó al menos hasta el Plioceno-Cuaternario. Esta rápida elevación, en la que se han incrementado el buzamiento de las capas en  $40^\circ$ , hace que el río Segura sufra un fuerte encajamiento, cuyo cauce corta perpendicularmente el eje del pliegue. El angosto cañón alcanza los 200 m de profundidad y el espacio entre sus paredes puede reducirse en algunos tramos hasta los 10 m, como es el caso de la cerrada del embalse de Camarillas. Esta inestabilidad se ve confirmada con la sismicidad inducida por el embalse el primer año de su llenado. Se produjeron cinco eventos en octubre de 1965, alineados según el eje del anticlinal. Sus magnitudes oscilaron entre 2,9 y 4 (catálogos sísmicos del I.G.N., años 1988 a 1995). Por tanto, esta zona es un área potencialmente activa, en la cual se han podido generar terremotos importantes a lo largo de toda la historia geológica de la cuenca.

Las inyecciones de arena en filón aparecen concentradas en 9 m de la columna estratigráfica (Fig. VII.2), situados a 35 m del inicio de la serie lacustre, discordante ésta sobre los materiales

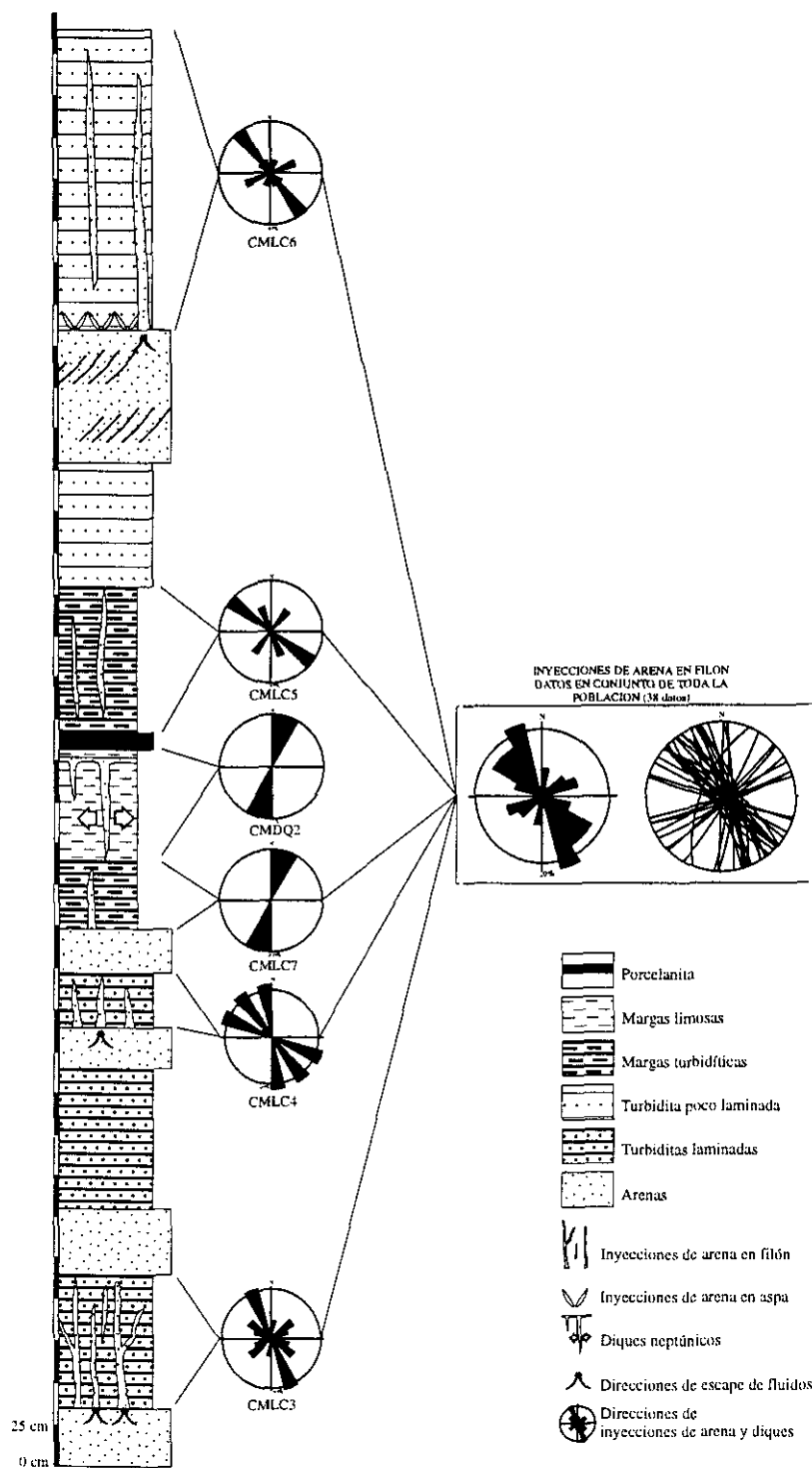
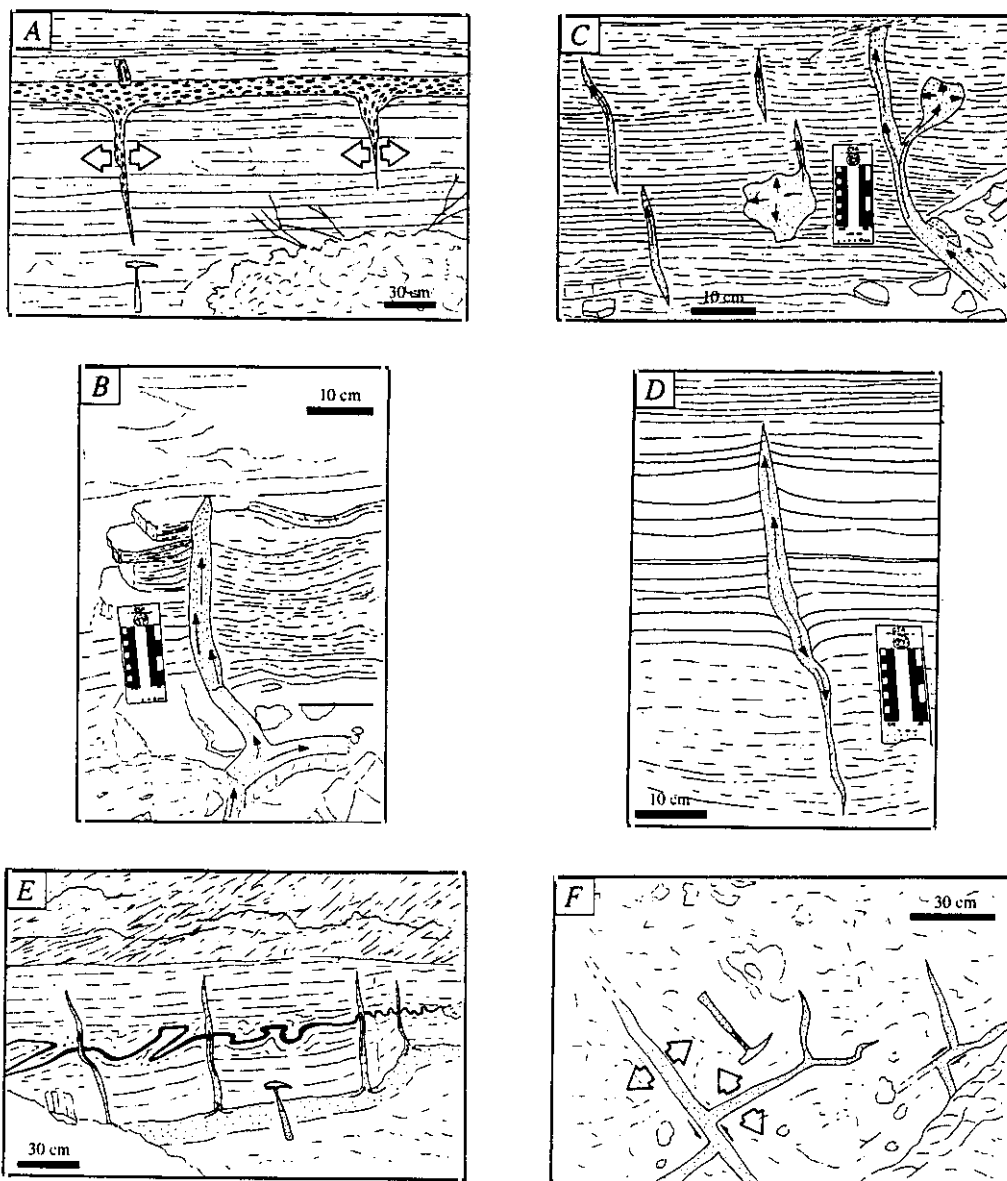
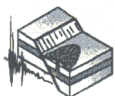


Fig. VII.2. Columna esquemática del afloramiento de la Estación de las Minas (UTM, x: 617.500 m; y: 4.244.100 m), en el que se pueden observar intrusiones de arena y diques neptúnicos. Las rosas de direcciones indican la dirección de los planos de intrusión.

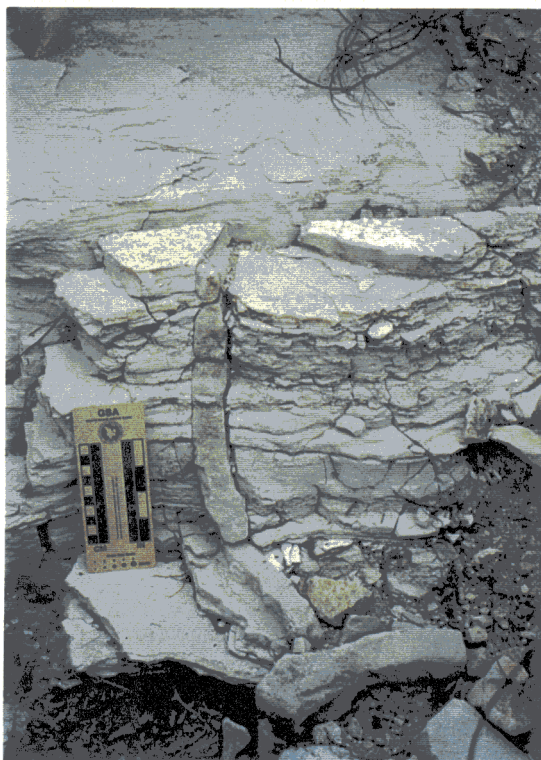




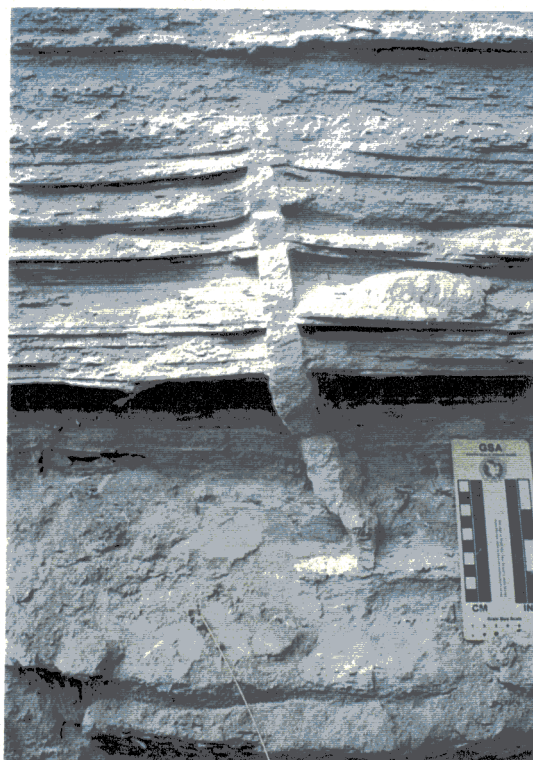
**Fig. VII.3.** Esquemas fotográficos de: A) diques neptúnicos, B) intrusiones de arena perpendiculares, C) intrusiones de arena ramificadas (dirección del plano de intrusión N150E), D) intrusión de arena (dirección del plano de intrusión N150E), E) intrusiones de arena cortando a un slump previo (dirección del plano de intrusión N150E) y F) intrusiones de arena (direcciones N150E y N060E) intersectándose entre sí, indicando la simultaneidad de las dos familias. Afloramiento de la Estación de Las Minas, Cuenca de Camarillas- Las Minas



carbonáticos del Cretácico. En este mismo tramo podemos observar diques neptúnicos (Fig. VII.3A) y licuefacciones que deforman los niveles de arenas carbonáticas (Fig. VII.4, VII.5, VII.3B y VII.3D), generando estructuras almohadilladas.



*Fig. VII.4. Intrusiones de arena perpendiculares localizadas en el afloramiento de la Estación de Las Minas. Cuenca de Camarillas- Las Minas.*



*Fig. VII.5. Intrusión de arena (dirección N060E) en el afloramiento de la Estación de Las Minas, Cuenca de Camarillas- Las Minas. Las laminaciones del encajante se deforman hacia muro y techo.*

Este tramo está constituido por niveles de arenas carbonáticas que no superan el metro de potencia, con intercalaciones de turbiditas laminadas y poco laminadas, margas turbidíticas, limos calcáreos y un nivel de porcelanita en su parte media (Fig. VII.2).

Las inyecciones de arenas en filón, que intruyen en las capas turbidíticas y margosas, pueden aparecer enraizadas en los niveles de arenas carbonáticas licuefactados o aisladas en lentejones verticales (Fig. VII. 5). Estas estructuras se disponen subverticales y por tanto perpendiculares a la estratificación, con un desarrollo en la vertical que puede oscilar entre los 30 cm y los 2 m de longitud. Se han observado dos direcciones ortogonales de los planos de intrusión, una mayoritaria según los N150E y otra de menor desarrollo N060E (Fig. VII.2). El buzamiento de los planos de intrusión tiende a la verticalidad en la mayoría de los casos (Fig. VII.6A a VII.6E).

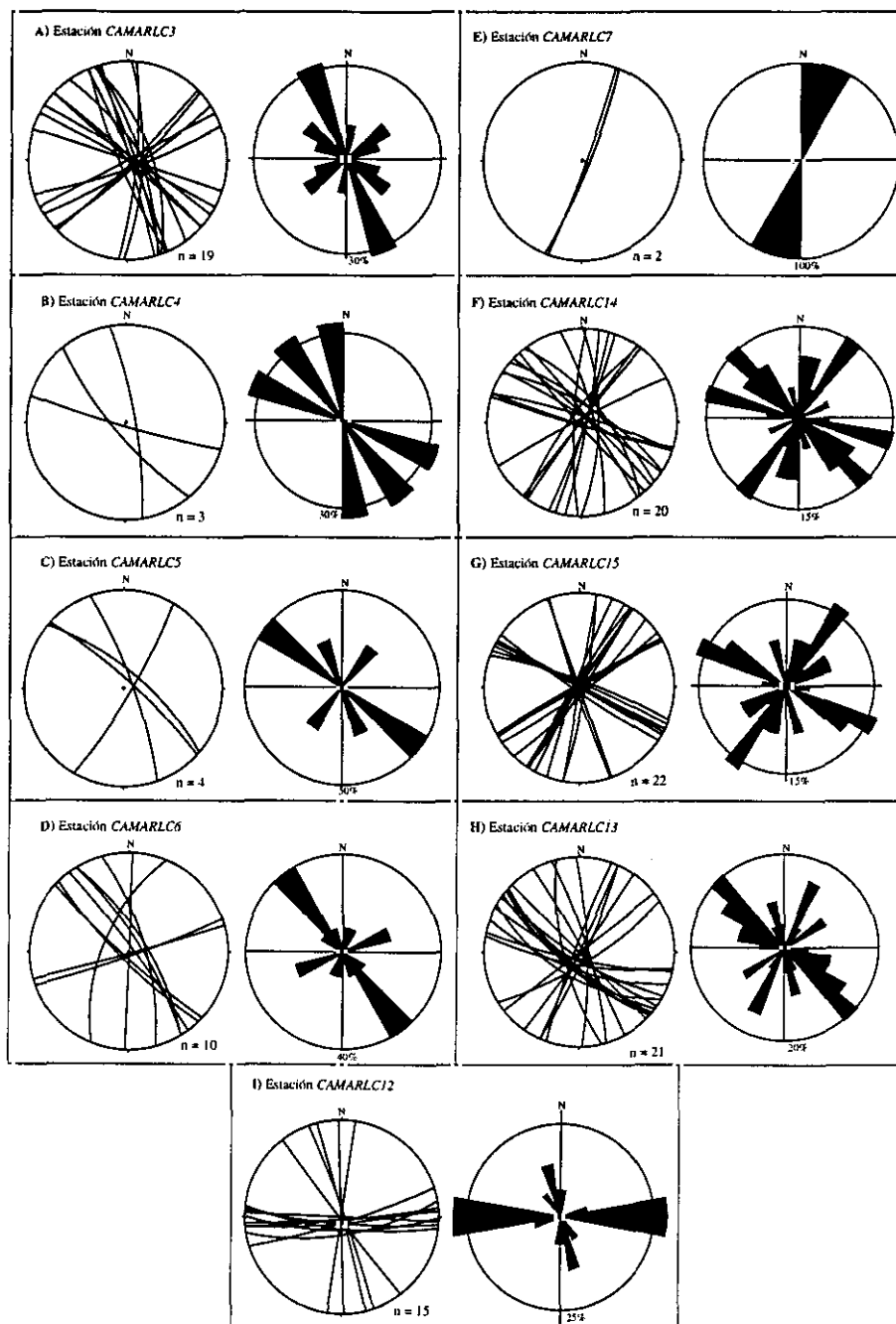
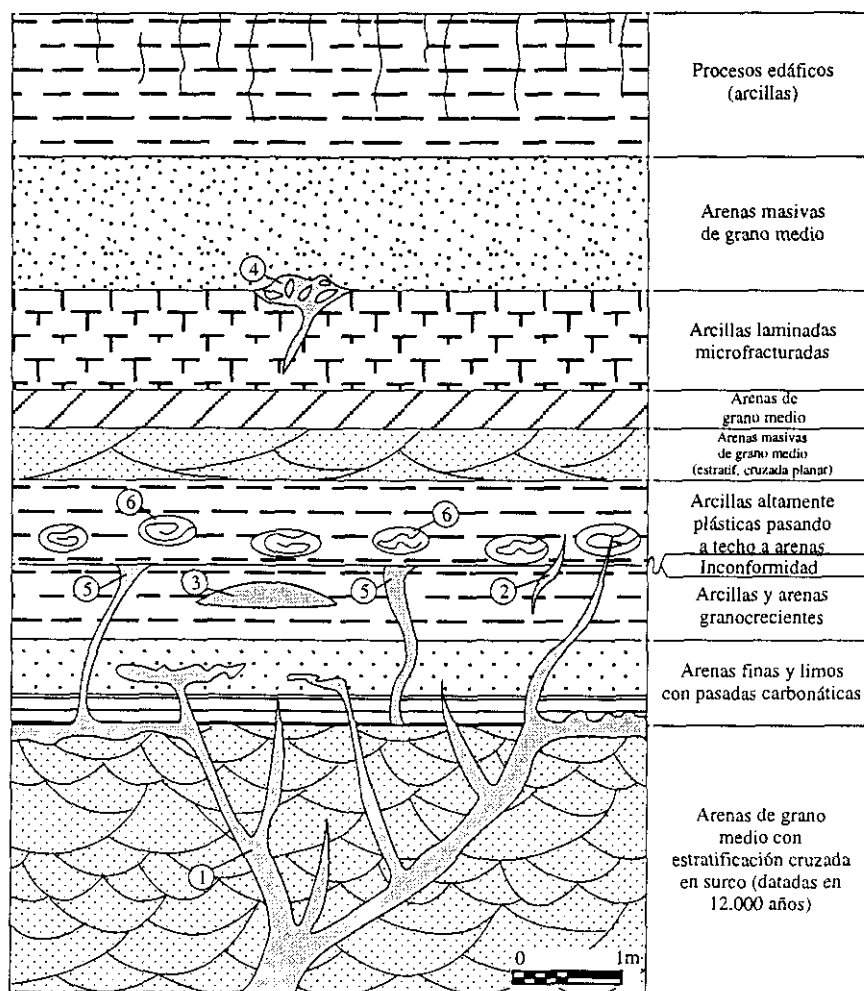


Fig. VII.6. Representación estereográfica de planos de inyecciones de arena en filón de las estaciones de medida tomadas en la Cuenca de Camarillas- Las Minas.



La moda N150E constituye la familia de intrusiones mejor desarrollada, en las que se puede observar enraizamientos en los niveles arenosos licuefactados y ramificaciones de éstas (Fig. VII.3C). Estas ramificaciones muestran, a una escala menor, similitudes con las descritas por Obermeier *et al.* (1990), que se ilustran en la figura VII.7, además de otras estructuras de origen sísmico (de la 1 a la 4) y asísmico (5 y 6) asociadas:

- 1) diques de arenas de grano medio que cortan el sustrato arenoso y las capas superiores confinantes. Pueden ser comunes a lo largo de decenas de km<sup>2</sup>
- 2) intrusiones de arenas de grano medio masivas. Presentan características de intrusión por grandes volúmenes de sedimentos saturados en agua. Normalmente superan los 15 cm de potencia
- 3) filones capa (*sils*). Constituyen de arenas masivas de grano medio. Son intrusiones forzadas que pueden presentar estructuración interna



**Fig. VII.7.** Sección en sedimentos fluviales (braided) holocenos en Wisconsin (EE.UU.), en la que se muestran estructuras de deformación de origen sísmico (ver texto). Tomada de Obermeier *et al.* (1990).



- 4) diques de arena de grano medio que arrastran cantos de arcilla procedente de la capa confinante. Solo se pueden interpretar como sísmicas si no existen condiciones artesianas en la zona
- 5) diques de arenas de grano medio truncados por una inconformidad sedimentaria. No se pueden asociar al estrato arenoso inferior por su alto contenido en limos
- 6) pseudonódulos. Pueden estar asociados a colapsos gravitacionales de arenas dentro de arcillas o a marcas de *ripples* rellenos de arenas.

Las turbiditas, tanto las laminadas como las poco laminadas y las margas actúan como capas confinantes en las que intruyen las arenas licuefactadas. El ascenso brusco de las arenas a niveles superiores de menor presión produce la deformación de la laminación de las capas confinantes, generando un combamiento cóncavo hacia arriba en la zona de contacto con la intrusión (Fig. VII.8A y VII.3B), debido al efecto del arrastre de las capas del encajante durante el ascenso de las arenas licuefactadas.

Las características de la moda minoritaria N060E son diferentes a la anterior, ya que las intrusiones correspondientes a esta moda no aparecen enraizadas en el nivel arenoso infrayacente, observándose intrusiones aisladas en la capa confinante suprayacente (Fig. VII.8B, VII.5 y VII.3D). La deformación de las laminaciones de las turbiditas y margas, por el ascenso del flujo de arenas durante la intrusión, también es diferente. En este caso se observa cómo la laminación que entra en contacto con la intrusión en la parte superior de la misma se encuentra combada hacia la superficie, mientras que la laminación de la parte inferior se pliega hacia el muro del estrato. Entre estas dos zonas aparece un nivel de no deformación en el que la laminación no se ve afectada por la intrusión de las arenas (Fig. VII.8B, VII.5 y VII.3D).

El campo de esfuerzos calculado para el Mioceno superior-Cuaternario en este área (ver capítulo IV), presenta dos direcciones medias de máxima compresión en la horizontal ( $\sigma_{HMAX}$ ), con dos direcciones ortogonales de extensión asociadas a cada una de estas dos direcciones de compresión. La principal y responsable de la estructuración de la zona es la N150E, mientras que la segunda es subperpendicular a ésta. Como puede observarse en la figura VII.2, las 37 medidas de planos de intrusión realizadas en este afloramiento, se orientan principalmente según los N150E, con una moda minoritaria hacia los N060E. La moda N150E es subparalela a la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  en la zona. Presenta inyecciones de arena, generalmente enraizadas en los niveles arenosos licuefactados y comban las laminaciones de la capa confinante suprayacente hacia la superficie, mientras que las intrusiones asociadas a la moda minoritaria N060E tienen un menor desarrollo y suelen aparecer aisladas en los niveles confinantes (rara vez aparecen enraizadas en los niveles licuefactados). La laminación se comba tanto a techo como a muro.

En el momento en el que se produjeron los sucesivos terremotos, el sedimento estaba sometido a un campo de esfuerzos, que podía haber empezado a generar zonas favorables de fractura o haber fracturado ya el sedimento. De esta manera, la familia de intrusiones mejor desarrollada (N150E) está asociada a dirección de compresión regional  $\sigma_{HMAX}$  (ver capítulo IV), paralela a ésta que favoreció la apertura de las fracturas por donde ascendieron las arenas licuefactadas (Fig. VII.8A y VII.3B). Al producirse el sismo, el aumento de presión intersticial hizo que estas arenas migrasen hacia la superficie a favor de estas discontinuidades, donde la presión era menor. Simultáneamente

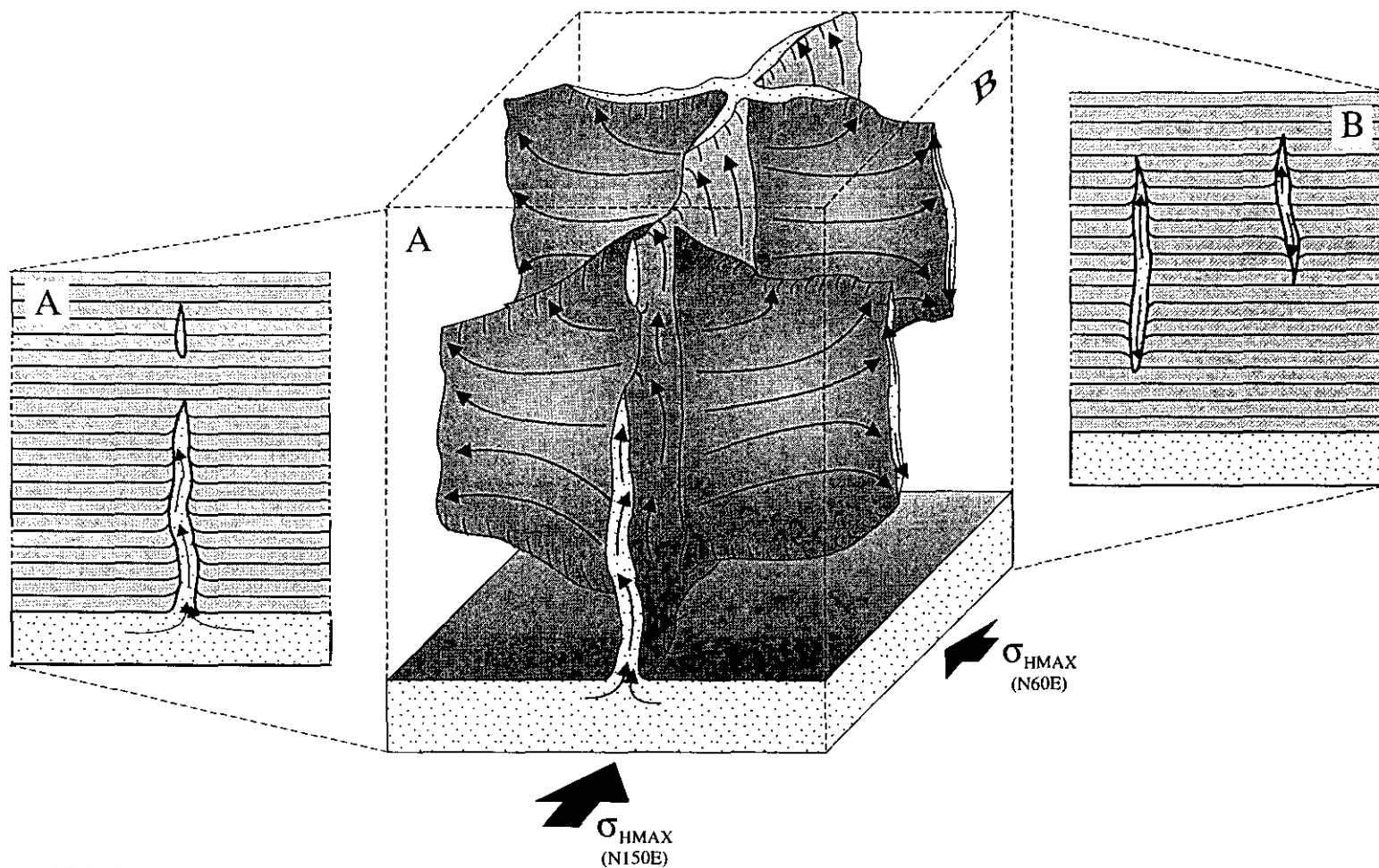


Fig. VII.8. Bloque diagrama en el que se modelizan las intrusiones de arena del afloramiento de la Estación de Las Minas. A) Familia de intrusiones N150E, B) familia de intrusiones N60E.



se generaron las intrusiones de dirección N060E por el efecto de la segunda dirección de  $\sigma_{HMAX}$ , o campo secundario, paralela a estas fracturas. El menor efecto de esta segunda dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N060E, con respecto a la dirección  $\sigma_{HMAX}$  N150E, hace que el desarrollo de las intrusiones fuera menor y que partan de las intrusiones N150E sin que aparezcan enraizadas en los niveles licuefactados. La apertura directa y enraizada de las primeras (N150E) favoreció el ascenso del flujo a la superficie, mientras que las segundas debieron inyectarse en la horizontal a partir de las primeras. Este flujo lateral forzado se ve afectado por la acción de la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N060E, la cual produjo una desviación del flujo hacia muro y techo del estrato, deformándose las laminaciones en ambos sentidos (Fig. VII.8B VII.5 y VII.3D).

Por tanto, podemos concluir que el desarrollo de inyecciones de arena en filón estuvo directamente asociado al campo de esfuerzos activo en el momento en el que se produjeron los diferentes sismos. Estos controlaron tanto la densidad de la fracturación como la orientación de la misma, es decir, el mayor número de intrusiones se produjo paralelo a la dirección principal de  $\sigma_{HMAX}$ .

En la margen izquierda del río Mundo, a unos 500 m al este del afloramiento que se acaba de describir, aparecen más intrusiones de arena en filón dentro del mismo nivel estratigráfico (x: 617.700 m; y: 4.243.600 m). El rasgo más destacable de este afloramiento es que las intrusiones de arena en filón aparecen asociadas a la cicatriz de cabecera o *scar* de un deslizamiento subacuático o *slump*.

Aparecen dos niveles con intrusiones de arena. En el primero las intrusiones son arenas carbonáticas dentro de un estrato turbidítico laminado de 50 cm de potencia, que actúa como capa confinante. Las intrusiones tienen una orientación media hacia los N135E y una moda minoritaria subortogonal hacia los N040E (Fig. VII.6F) con buzamientos subverticales. En un nivel superior de 1,40 m de potencia, separado del anterior por 5 m de sedimentos turbidíticos, aparecen nuevamente intrusiones de arena. El desarrollo en la vertical de estas estructuras es mayor que el de las anteriores y aparecen cortando a un nivel de *slump* previo (Fig. VII.3E). Las orientaciones medias son muy similares a las del nivel inferior, teniendo también dos modas subortogonales. La moda principal tiene una orientación N120E y la moda menor hacia los N030E, con tendencia a buzamientos altos (Fig. VII.6G).

En los dos niveles observados se pueden ver relaciones de corte entre ambas direcciones de intrusión. Como se puede ver en la figura VII.3F, ambas direcciones se cortan mutuamente, lo cual indica su simultaneidad.

Como se ha mencionado anteriormente, una de las singularidades de este afloramiento es que, asociada a las estructuras de licuefacción, aparece una cicatriz de deslizamiento subacuático. Este *scar* corta a los dos niveles de intrusiones y presenta una dirección de transporte hacia los N0300 (Fig. VII.9). Las paredes laterales del *scar* tienen buzamientos altos que se van atenuado hacia el centro de la cicatriz. La superficie de deslizamiento es curva y, por tanto, se podría clasificar

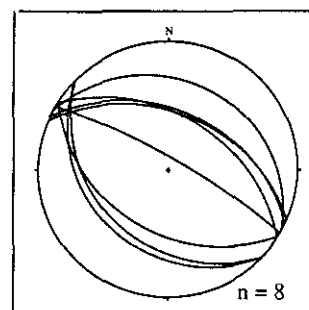


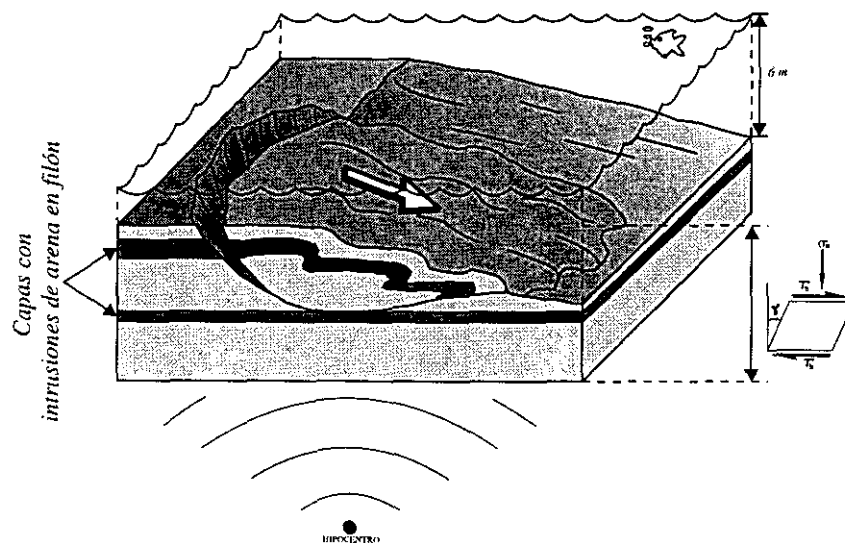
Fig. VII.9. Representación estereográfica de los planos de deslizamiento del *scar* del afloramiento de la Estación de Las Minas.





como un deslizamiento rotacional. Este tipo de deslizamientos se propagan desde la parte superior del mismo hacia zonas inferiores. Una vez que se ha iniciado el deslizamiento, la superficie de cizalla o despegue, se propaga de forma radial a partir de un punto de rotura (Farrel, 1984). La superficie de deslizamiento suele tener forma de cuchara cóncava hacia arriba, con límites irregulares (Martinsen, 1989).

El desarrollo de estructuras de licuefacción (intrusiones de arena) en la cabecera del *scar* favorece la hipótesis de que este deslizamiento haya sido generado por la disminución de las fuerzas cohesivas de los materiales de cabecera, por la intrusión de arenas licuefactadas en este punto (Fig. VII.10), concluyéndose que este deslizamiento rotacional es consecuencia directa de las licuefacciones de arenas en la cabecera del mismo, como resultado de un evento sísmico. Además, son frecuentes los *scars* en este nivel estratigráfico en zonas aledañas (Elízága, 1990). Según Obermeier (1994), inyecciones de arena que se producen en pendientes del 5% o superiores pueden generar importantes deslizamientos.



**Fig. VII.10.** Bloque diagrama de la modelización del deslizamiento del afloramiento de la Estación de Las Minas. Se muestran los niveles licuefactados causantes del deslizamiento por disminución de la fricción.

Es posible que las licuefacciones del nivel inferior (Fig. VII.10) se generasen por el mismo evento sísmico, ya que su menor desarrollo puede deberse a la mayor carga litostática a la que estaban sometidos en el momento de terremoto. Estas intrusiones favorecerían el deslizamiento de zonas cercanas a la cabecera pero en niveles inferiores (5 m por debajo de las intrusiones de cabecera), ya que también se ven afectadas por el plano de deslizamiento.

Los materiales que rellenan la cicatriz de deslizamiento corresponden a conglomerados y arenas. Estos materiales fueron depositados en un medio de alta energía, mientras que el ambiente sedimentario en el que se encuentran corresponde a una plataforma carbonatada somera. Esta plataforma es un medio de baja energía en el que no existe erosión a no ser que se produzca una



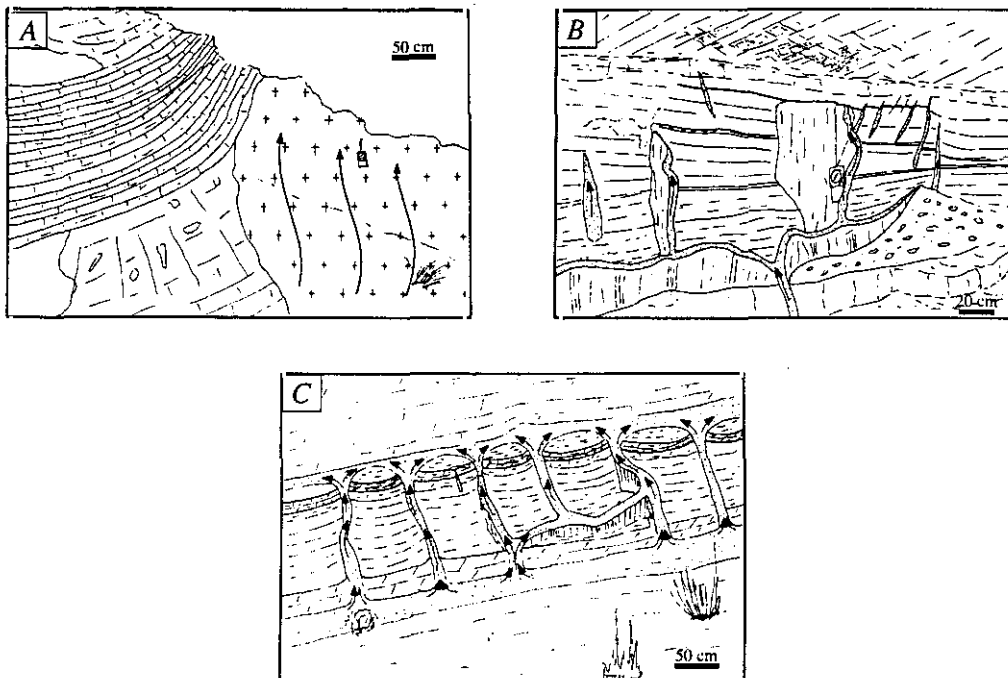


exhumación del mismo. Por tanto, la aparición de sedimentos detríticos de alta energía en un medio de baja, podría estar indicando la elevación del mismo como consecuencia del evento sísmico que generó las licuefacciones y el *slump*. Elevaciones de este tipo, consecuencia de eventos sísmicos, se han definido por numerosos autores. A modo de ejemplo, el 21 de abril de 1991 se observaron elevaciones de 0,3 a 1,85 m en Costa Roca (Costa Rica), consecuencia de un terremoto de magnitud 7,5 (Denyer *et al.*, 1991), lo que apoya la idea de que este tipo de fenómenos son comunes con terremotos de magnitud importante (entre 7 y 8). Esto es compatible con las magnitudes entre las cuales se pueden generar las intrusiones de arenas (M de 5 a 8).

De esta manera, según las observaciones realizadas en este afloramiento, se podría deducir que el evento sísmico en cuestión, que generó de forma simultánea licuefacciones (inyecciones de arena en filón) y una posible elevación del área, podía tener una magnitud entre 7 y 8.

### ***Afloramiento de Los Cabañiles***

Dentro del tramo inferior de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, en los últimos niveles del mismo, se pueden observar inyecciones de arena en filón. Este afloramiento se sitúa unos 2 km al sureste del volcán del Cerro del Monagrillo, junto a la confluencia de los ríos Segura y Mundo y en las proximidades del cortijo de Los Cabañiles.



**Fig. VII.11.** Esquemas fotográficos de: A) intrusión volcánica a favor de una falla de dirección N060E, al SE del volcán del Cerro del Monagrillo; B) intrusiones de arena ortogonales a favor de fallas normales. Afloramiento de los Cabañiles, y C) esquema fotográfico de intrusiones de arena en el afloramiento del Cerro del Toril. Cuenca de Camarillas- Las Minas.



El nivel donde aparecen las estructuras es el inmediatamente inferior al tramo intermedio, en el cual aparece en este punto una colada del volcán del Cerro del Monagrillo. Además, cortando a la capa donde aparecen estas estructuras aparece una intrusión volcánica (Fig. VII.11A), que intruye a favor de una falla de desgarre de dirección N050E.

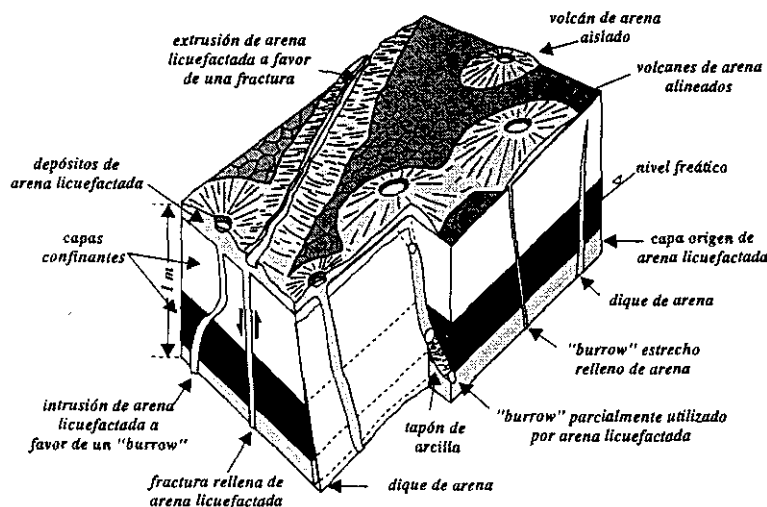


Fig. VII.12. Bloque diagrama en el que se representan inyecciones en filón y volcanes de arena, intruyendo a favor de discontinuidades preexistentes. Modificada de Audemar y Santis (1991).

discontinuidades previas como bioturbaciones (Fig. VII.12). Giner (1996) también describe estructuras de licuefacción asociadas a fallas normales en sedimentos fluviales del Pleistoceno medio, en Arganda (Madrid) (Fig. VII.13). Estas estructuras se disponen paralelas a las principales estructuras tectónicas de la zona, por lo que les otorga un origen sísmico. A techo del nivel margoso se pueden observar grietas de desecación, que indican el carácter somero del sedimento. La orientación de estos planos de intrusión presenta dos modas, una mayoritaria según los N140E y otra secundaria hacia los N025E (Fig. VII.6H). La dirección N140E, que corresponde a los diques que intruyen a favor de las fallas normales, es subparalela a la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  en la zona (ver capítulo IV) y por tanto condicionadas por ésta.

El depósito carbonático que actúa como capa confinante presenta rasgos que permiten interpretar que su tasa de sedimentación fue muy baja, lo que implica que no hubo efectos de carga brusca. El afloramiento se sitúa a escasos metros de una falla de desgarre importante y activa durante la sedimentación,

La capa confinante en la que intruyen los diques de arena tiene una potencia de 90 cm y está constituida por sedimentos margosos masivos. Las intrusiones están compuestas por arenas carbonáticas de grano fino. Los diques intruyen a favor de fallas normales de salto centimétrico (Fig. 11B). Este tipo de situación, en la que las arenas licuefactadas intruyen a favor de fallas, ya es descrita por Audemar y de Santis (1995) en sedimentos costeros en los que las intrusiones también ascienden por otras

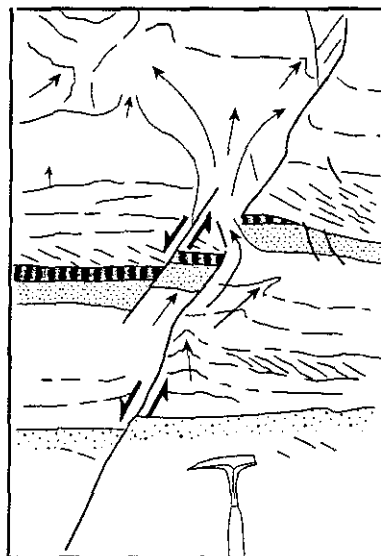


Fig. VII.13. Fluencias de arenas por licuefacción a favor de fallas normales de extensión decimétrica en materiales del Pleistoceno medio, Arganda (Madrid). Tomada de Giner (1996).



lo que apoya el origen sísmico de estas estructuras. Estas estructuras pueden ser el reflejo de un sismo importante que ha generado roturas superficiales, como reflejan las fallas normales a favor de las cuales intruyen las arenas. Según las relaciones estratigráficas de los materiales volcánicos que intruyen en estos sedimentos, parecen ser posteriores y por tanto sin relación con la génesis de estas licuefacciones. Por tanto, se debieron generar por un evento sísmico anterior a la intrusión de los materiales volcánicos, que son característicos de los tramos iniciales después del emplazamiento del “macroslump”.

### ***Afloramiento del Cerro del Toril***

En los tramos más latos de la serie sedimentaria de la Cuenca de Camarillas-Las Minas también aparecen inyecciones de arena en filón, concretamente en las proximidades del Cerro del Toril. En este afloramiento es donde se ha observado un mayor desarrollo en la anchura de este tipo de estructuras, ya que estas pueden alcanzar los 21 cm. La capa confinante en la que intruyen los limos calcáreos licuefactados es un nivel de margas de 1,85 m de potencia, con pasadas de arenas carbonáticas. La proporción de carbonato aumenta a techo del estrato, apareciendo más endurecido en los últimos 50 cm.

Los materiales licuefactados que rellenan los diques son limos calcáreos groseros carbonáticos. La morfología de estos diques es planar, con forma de embudo o cráter en la parte superior del mismo (Fig. VII.11C). Esta morfología de cráter en la parte superior indica una extrusión brusca en superficie de las inyecciones de limos calcáreos. La serie carbonatada que se depositó por encima de las arenas carbonáticas no debió generar cargas bruscas al corresponder a sedimentos con bajas tasas de deposición. Estos sedimentos parecen haber estado permanentemente bajo una lámina de agua, ya que no se han identificado signos de exhumación, con lo que ascensos bruscos del nivel freático también se pueden descartar. Se observan dos direcciones principales de intrusión con buzamientos subverticales. La moda principal es E-O y la moda minoritaria se orienta hacia los N170E (Fig. VII.6I).

Los niveles carbonáticos que se intercalan en la capa confinante margosa son buenos niveles guía y se puede observar cómo se comban hacia techo de la capa al entrar en contacto con los diques. Esto indica claramente que el flujo de la intrusión fue hacia la superficie, cuando el sedimento aún no estaba consolidado. El ascenso brusco de los limos calcáreos, reflejado en la disposición crateriforme de las estructuras en su parte superior y el que podemos descartar efectos de carga y ascensos bruscos del nivel freático (al encontrarnos en un medio subacuático esta posibilidad se reduce mucho), nos lleva a deducir el origen sísmico de estas estructuras. Como ya se ha mencionado en apartados anteriores, estas intrusiones se pueden generar con terremotos de magnitud entre 5 y 8 (según diferentes autores, ver apartado II.2.3.). Pero según las características de estas estructuras y las similitudes que presentan con las definidas por Obermeier *et al.* (1990), las magnitudes sísmicas que pudieron generar estas estructuras estarían entre 6,6 y 8,3.

### ***Características generales de las intrusiones de arena***

Son las estructuras de licuefacción más comunes de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, que se generaron en un medio permanentemente empapado en agua y con un sistema de dos capas,



confinante sobre licuefactable. El origen sísmico de todas ellas, como ya se ha discutido anteriormente, es el más probable. Como características más representativas de los afloramientos descritos anteriormente se pueden destacar las siguientes:

- los estratos licuefactados, origen de las intrusiones de arenas, están constituidos por arenas carbonatadas de grano fino o por limos de grano grueso
- las capas confinantes están compuestas por margas o turbiditas laminadas
- se observan evidencias de flujo ascendente por el plegamiento hacia la superficie de las laminaciones y estratificaciones de las capas confinantes
- en algunos casos aparecen morfologías crateriformes de terminación de las intrusiones, generadas como consecuencia del ascenso y extrusión “explosiva” de las arenas licuefactadas en la superficie del fondo del lago
- las orientaciones de las inyecciones de arena están condicionadas por el campo de esfuerzos
- las inyecciones de arena observadas se disponen sistemáticamente según dos modas, una principal N150E y otra secundaria N60E
- las inyecciones de arena de la moda principal aparecen enraizadas en los niveles de arena licuefactados, con estructuras de flujo ascendente
- las estructuras pertenecientes a la moda secundaria se desarrollan a partir de la principal intruyendo como corrientes horizontales, por lo que aparecen como lentejones aislados sin enraizamiento en niveles licuefactados
- algunas intrusiones aparecen asociadas a fallas normales con saltos centimétricos
- las intrusiones se concentran principalmente cerca de estructuras tectónicas activas durante la sedimentación de la cuenca
- las intrusiones de arena favorecen el desarrollo de deslizamientos subacuáticos en algunos puntos, al disminuir la fricción en la base de estos.

Además de las características que se acaban de enumerar, las inyecciones de arena en filón de la Cuenca de Camarillas-Las Minas presentan otras características, comunes con las de las estructuras descritas por Obermeier *et al.* (1990) y Obermeier *et al.* (1993); generadas en los terremotos de Nuevo Madrid de 1811 y 1812 y en la zona sísmica del Valle de Wabash (Sureste de Indiana e Illinois, EE.UU.), respectivamente. Estas características comunes en los tres casos son las siguientes:

- intrusiones muy verticalizadas cerca de la superficie, con forma de cuña o dique
- los diques verticales intruyen en la capa confinante, rica en arcillas, espaciados desde decenas a centenas de metros
- los diques disminuyen su espesor a medida que intruyen en el estrato confinante. Las anchuras de los diques son centimétricas
- las arenas inyectadas en el dique carecen de estructura interna y pueden contener clastos del encajante (capa confinante) arrastrados hacia la superficie. Los clastos alargados están orientados verticalmente
- aparición de clastos angulosos en los diques y filones
- se ensanchan a la base o pueden tener paredes paralelas
- son lineales en planta y se pueden desarrollar según orientaciones preferentes a nivel local
- los diques bombean gran cantidad de arenas a la superficie en forma de volcanes de arena



- las arenas son granodecrecientes dentro del dique y se observa transporte hacia la superficie
- la estratificación del nivel inferior queda homogeneizada y los contactos de los diques con las capas suprayacentes son deformados en algunos lugares
- se pueden observar en algunos puntos estructuras de flujo dentro de la capa origen, que proyecta arenas a niveles superiores
- pueden aparecer estructuras en zonas donde las elevaciones bruscas del nivel freático han sido nulas y los deslizamientos son descartables
- el desarrollo y densidad de diques disminuye con el incremento de la distancia desde el área donde se localizan los más importantes.

Las inyecciones de arenas descritas por Obermeier *et al.* (1990) en el área sísmica de Nuevo Madrid (EE.UU.), se desarrollan en depósitos fluviales. Las magnitudes de los terremotos oscilaron entre 8,3 y 8,8, con intensidades, según la escala de Mercalli, de XI y XII en áreas cercanas a los epicentros. Las características estructurales de las intrusiones de arena en este área sólo se pueden observar en corte, pues generalmente no llegan a la superficie.

Obermeier *et al.* (1993) proponen una serie de premisas que se deben observar en esta clase de estructuras para poder atribuirles un origen sísmico y que también cumplen las inyecciones de arena del presente estudio. En líneas generales estas se pueden resumir en las siguientes:

- 1) se deben observar direcciones de flujo ascendentes. Las características de la deformación deben indicar un efecto brusco de esta fuerza hidráulica, aplicada durante un corto espacio de tiempo.
- 2) sus características sedimentarias se deben poder comparar con las de procesos de licuefacción observados en terremotos históricos.
- 3) los depósitos en los que se generan han de estar saturados en agua, pero teniendo en cuenta que podamos descartar la existencia de condiciones hidráulicas que eleven bruscamente el nivel freático, como en el caso de zonas artesianas.
- 4) las estructuras deben tener una extensión lateral clara, pudiendo observarse en amplias áreas con condiciones geológicas y freáticas similares.

## VII. 2. 2. Fracturación y licuefacciones en gravas

Los mejores ejemplos se observan en la Cuenca de Híjar, dentro de los sedimentos fluviolacustres que colmatan la cuenca. Esta cuenca se sitúa entre las fallas de transferencia de Liétor, al norte, y la de Socovos-Calasparra, al sur. Está limitada por cuatro fallas normales, dos de dirección N010E y dos de dirección N110E. La potencia del relleno sedimentario de la cuenca supera los 450 m.

La fracturación de estos niveles de conglomerados es intensa, asociada a una deformación dúctil-frágil. Esto se debe a que los materiales no estaban consolidados y se encontraban sumergidos bajo una lámina de agua de escasa profundidad cuando se produjo la deformación. Este sistema de fracturación presenta dos modas ortogonales, ambas paralelas a las fallas normales que limitan la cuenca al norte y al sur (N110E) y al este y al oeste (N010E)(Fig. VII.14).



La familia N010E está constituida por fallas normales que desarrollan una geometría de *horst* y *grabens* (Fig. VII.15A). El desplazamiento normal de estas fallas llega a superar los 50 cm de salto y genera pliegues de arrastre, hecho visible en las alternancias de niveles de arenas y gravas.

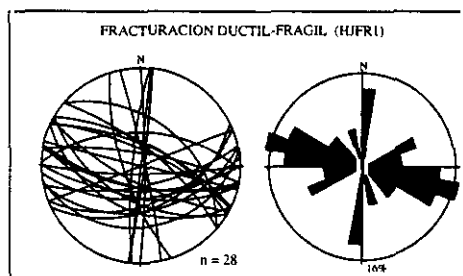


Fig. VII.14. Representación estereográfica de fracturación frágil-dúctil en materiales detríticos de la Cuenca de Híjar.

La dirección de facturación N110E, presenta tanto fracturas normales como inversas (Fig. VII.15B). La génesis de las fallas inversas está asociada al giro de bloques producidos por la fallas normales de geometría lítrica (Fig. VII.15), es decir, acomodan la deformación para ajustar el volumen creado por las fallas normales en la apertura de las mismas. Estas fallas inversas también generan pliegues de arrastre de carácter dúctil, con acumulación de arenas en las charnelas de los anticlinales donde la presión es menor. A favor de los sistemas de fallas normales se pueden observar intrusiones de arenas licuefactadas, que en algunos casos pueden removilizar niveles de gravas (Fig. IV.16 y IV.15D). También se reconocen depósitos aislados de arenas y gravas licuefactados, pero con esta misma dirección, sin estar asociados a fallas normales (Fig. VII.17 y IV.15C).

Además de las licuefacciones en gravas, la génesis de fallas en superficie es una consecuencia de sismos importantes. Tanto las fallas como las licuefacciones aparecen condicionadas por el campo de esfuerzos, que es el mismo que genera el movimiento en fallas y los terremotos asociados a estas, de aquí que podamos concluir que las dos direcciones principales en las que se orientan las fracturas, N010E y N110E, se generaron simultáneamente durante un único evento sísmico. Ambos sistemas de fracturas se intersectan entre sí, sin que se observe ninguna relación de corte que indique la existencia previa de uno de ellos. El hecho de que la principal dirección de extensión local sea N-S hace que las intrusiones de los diques se orienten en planos de dirección N110E o estén asociados a fallas normales de la misma dirección. Esta extensión produce una falta de espacio, que se acomoda por el giro de bloques a favor de fallas normales, generando fallas inversas de la misma dirección pero buzamiento contrario. La dirección de fracturación N010E refleja una tasa de extensión menor y sólo genera fallas normales con geometría de *horsts* y *grabens* a escala métrica.

Las características de estos sedimentos, gravas con contenido en arenas, hace que tengan una baja susceptibilidad a la licuefacción. Por tanto para que se den fenómenos de licuefacción en estos sedimentos hacen falta terremotos de magnitudes importantes. Obermeier *et al.* (1993) observan diques de arenas licuefactadas que pueden llegar a tener un 60% de contenido en gravas, al sur de Indiana e Illinois (EE.UU). La magnitud que asocian a estas estructuras, por ensayos de laboratorio, es de 7,5 o superiores. Guiraud y Plaziat (1993), después de estudiar al mismo tiempo licuefacciones en arenas de grano fino y fracturación en gravas (en el delta de Nigeria para materiales cretácicos), llegan a la conclusión de que el efecto de un evento sísmico en gravas genera fracturación debido al escaso potencial a la licuefacción de estos materiales. Por tanto, las gravas tenderán a acomodar la deformación producida por un terremoto por fracturación y en algunos casos mediante licuefacciones.

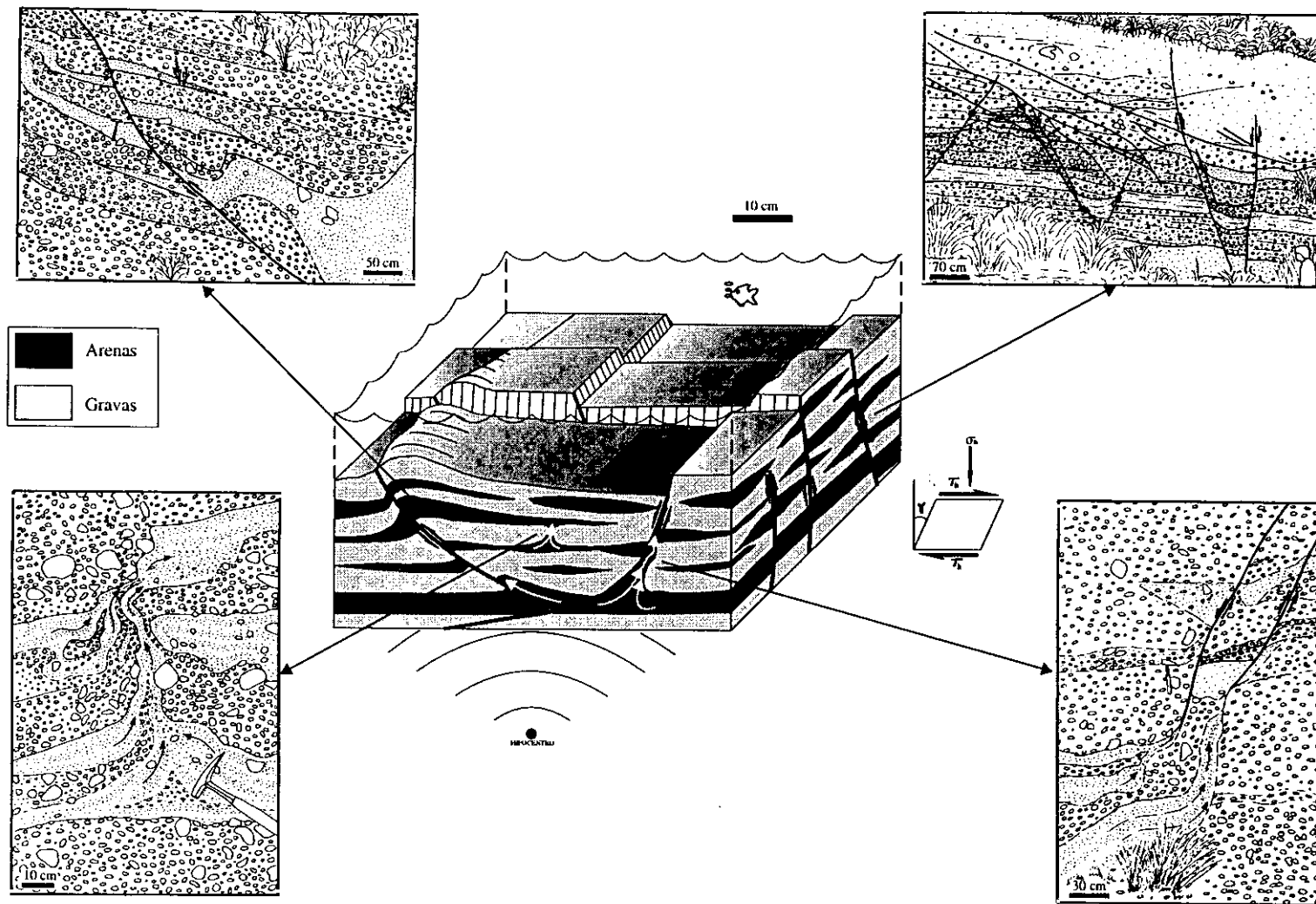
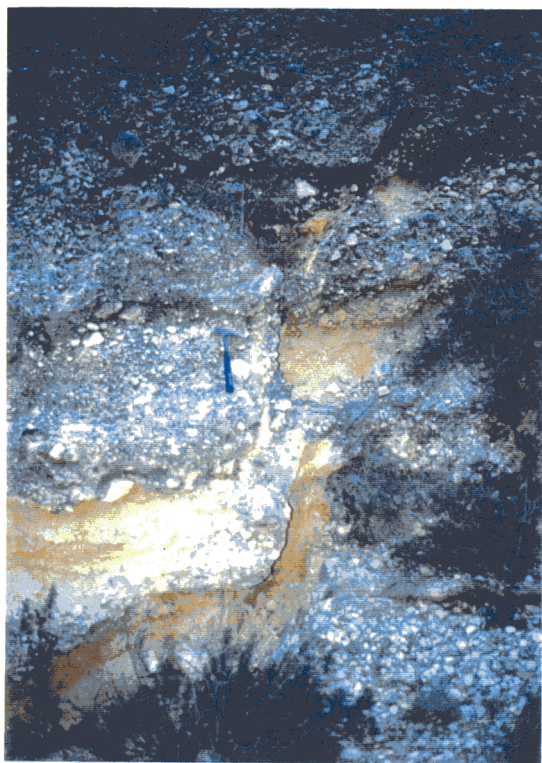
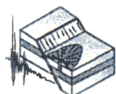


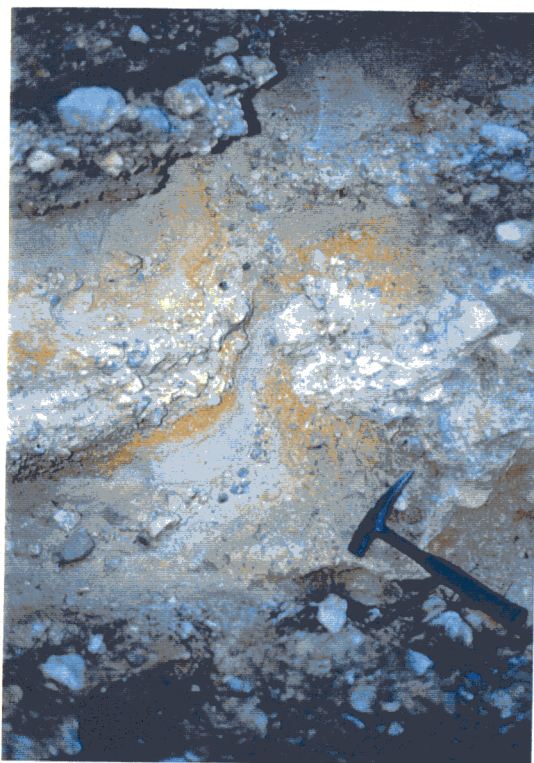
Fig. VII.15. Bloque diagrama en el que se modeliza la fracturación dúctil-frágil en arenas y conglomerados de la Cuenca de Híjar. A) Fallas inversas, B) fallas normales, C) estructuras de licuefacción aisladas y D) estructuras de licuefacción asociadas a fallas normales. ( $\sigma_n$ = esfuerzo normal,  $\tau_n$ = esfuerzo de cizalla cíclico y  $\gamma$ = ángulo de deformación por cizalla).







**Fig. VII.16.** Estructura de licuefacción asociada a fracturación dúctil-frágil normal, en sedimentos fluviolacustres de la Cuenca de Híjar (Mioceno superior).



**Fig. VII.17.** Estructura de licuefacción en sedimentos fluviolacustres de la Cuenca de Híjar (Mioceno superior).

### VII. 2. 3. Estructuras en almohadilla

Estas estructuras de deformación aparecen en numerosos puntos de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, de los que se pueden destacar dos afloramientos: Casa del Tesorico y Estación de Las Minas (ver figura VII.1). Se reconocen en niveles arenosos (arenas carbonáticas) de grano medio a grueso, cuya potencia no supera el metro. Corresponden a materiales de plataforma somera que se depositaron bajo un lámina de agua de escasos metros de profundidad. Entre los niveles de arenas carbonáticas hay intercalaciones de margas y limos calcáreos.

Se han observado estructuras almohadilladas metadeposicionales. Estas se generan justo antes o inmediatamente después de que termine la sedimentación. Los pliegues se truncan a techo, donde pueden aparecer volcanes de arena (Allen, 1982).

Estas estructuras aparecen a lo largo de todo el tramo inferior de la serie sedimentaria de la Cuenca de Camarillas-Las Minas. Los afloramientos de mayor interés se localizan en el borde norte de la cuenca en la zona de la Casa del Tesorico (x: 615.000 m; y: 4.248.000 m), en las proximidades de la Estación de Las Minas (x: 618.000 m; y: 4.244.500 m) y junto a las Casas de Maeso (x:



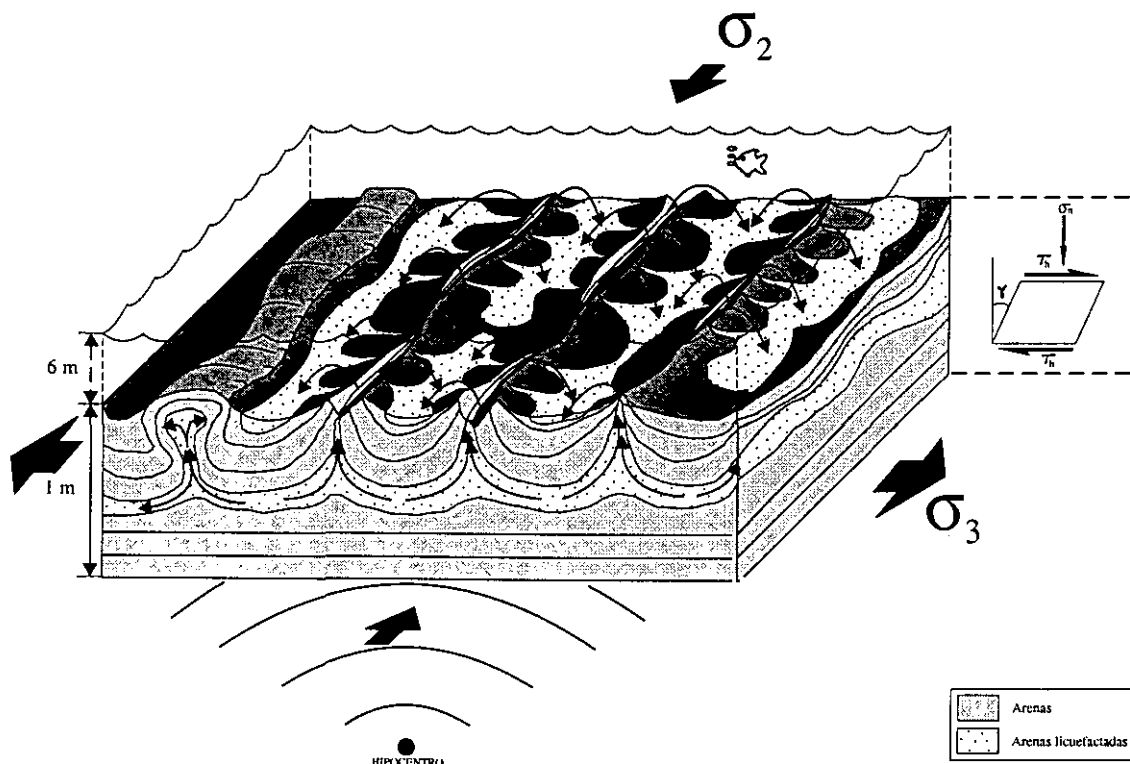


615.250 m; y: 4.245.450 m).

Estas estructuras se caracterizan por afectar a un único nivel de arenas, sin que exista una capa confinante sobre el mismo. Las discontinuidades que representan los propios planos de estratificación en el interior del sedimento actúan como capas confinantes durante la licuefacción del mismo.

### *Afloramiento de la Casa del Tesorico*

Las estructuras en almohadilla localizadas en el borde Norte de la Cuenca de Camarillas-Las Minas aparecen a unos 15 m por debajo del "macroslump". Presentan pliegues con sinclinales abiertos y anticlinales apuntados, a través de la cresta de los cuales pueden extruir en superficie materiales licuefactados en forma de volcanes de arena (Fig. VII.18).



**Fig. VII.18.** Bloque diagrama en el que se modelizan las estructuras en almohadilla del afloramiento de la Casa del Tesorico. Los esfuerzos pertenecen al campo local en el borde norte de la Cuenca de Camarillas-Las Minas. ( $\sigma_n$ = esfuerzo normal,  $\tau_n$ = esfuerzo de cizalla cíclico y  $\gamma$ = ángulo de deformación por cizalla).

La longitud de onda de los pliegues oscila entre los 25 cm y los 1,5 m. Afectan a un único nivel de arenas carbonáticas de grano fino de unos 80 cm de potencia, limitado a muro y a techo por estratos no deformados. Su extensión lateral supera los 100 m y, debido a que los aportes turbidíticos que sellan estas estructuras son centimétricos, se puede descartar el efecto de deslizamientos y cargas sedimentarias. El efecto de corrientes de arrastre se puede desechar también puesto que las



direcciones de las paleocorrientes son paralelas a los ejes de los pliegues.

Hempton y Dewey (1983) estudian sismitas en el lago Hazar, emplazado en una cuenca *pull-apart* del E de la Falla de Anatolia, entre las que definen estructuras en almohadilla muy similares a las de este afloramiento. La longitud de onda de las almohadillas es de 4 a 30 cm con una amplitud de 20 cm. Suelen aparecer aplanadas en el contacto con el estrato de muro, con morfologías rectangulares. Los conductos de ascenso de fluidos que separan las almohadillas tienen en algunos casos estructura en "flama", es decir, en este caso no llegan a extruir en la superficie pero si existen escapes de fluidos. El área donde definen estas estructuras una zona sísmicamente activa en la que se han registrado sismos de magnitudes superiores a 7, aunque la media está en torno a 3. Afloran 3 m de serie cuaternaria lacustre en la que aparecen cinco niveles deformados con potencias entre 5,5 y 50 cm y una extensión lateral de cientos de metros. Al igual que las estructuras de la Casa del Tesorico, estos niveles están limitados a muro y a techo por niveles no deformados. Los sedimentos tienen una alta susceptibilidad a la licuefacción y están constituidos por limos arcillosos y arenas finas. Las estructuras más comunes en la serie sedimentaria son almohadillas y bolas (*ball and pillow*).

Los ejes de los pliegues de las almohadillas aparecen orientados según los N065E, subparalelos a la falla normal que limita la cuenca en el borde norte (Fig. VII.19A). El campo de

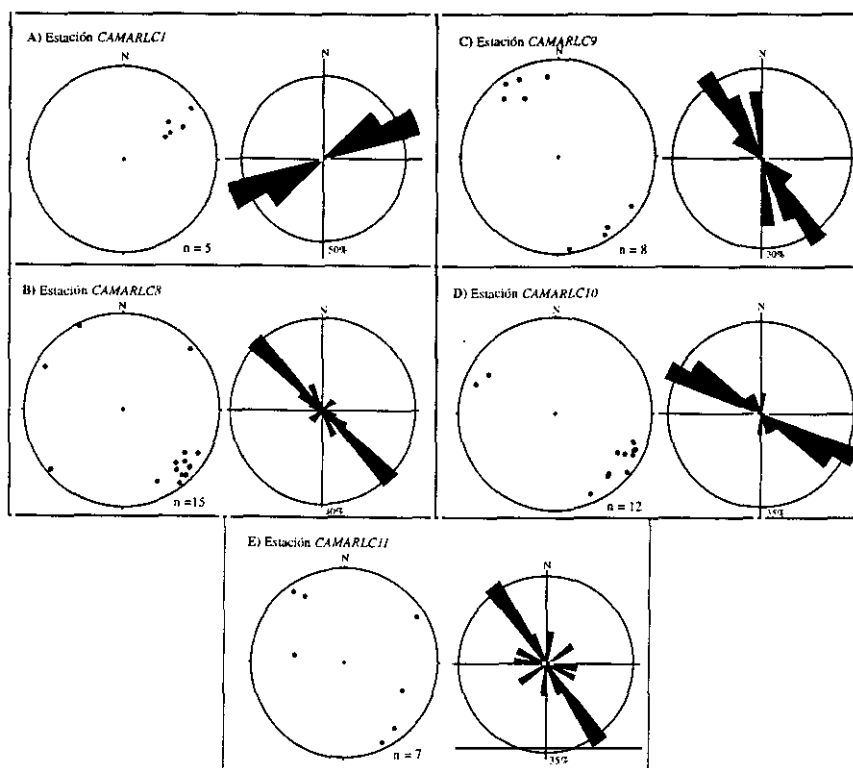


Fig. VII.19. Representación estereográfica de los ejes de pliegue de estructuras en almohadilla de las estaciones de medida tomadas en la Cuenca de Camarillas- Las Minas.



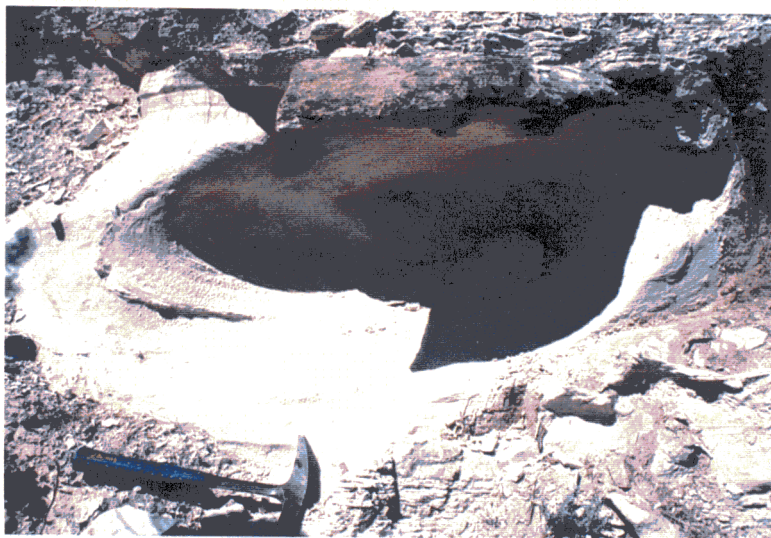
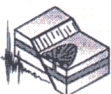
esfuerzos local en el momento de la génesis de estas estructuras es una extensión hacia los N150E con  $\sigma_{HMAX}$  ortogonal ( $\sigma_2$ ). La orientación de estas estructuras es consecuencia de la influencia de los esfuerzos a los que estaba sometido el sedimento en el momento su la licuefacción (generada por un terremoto). Los esfuerzos locales generan en el sedimento unas zonas de debilidad que al producirse un desequilibrio puede superarse la resistencia de material y producirse una discontinuidad. Este desequilibrio lo puede generar el aumento de la presión intersticial de fluidos, por la reorganización del empaquetamiento de las partículas arenosas durante un terremoto. Las discontinuidades sedimentarias que representan los planos de estratificación actúan como barreras confinantes que impiden el escape de fluidos. Cuando la presión intersticial supera la resistencia de las capas confinantes se producen las intrusiones de arenas, a favor de líneas de debilidad previas generadas por el campo de esfuerzos. De esta manera, la disposición de las estructuras en almohadilla de origen sísmico no es aleatoria como podría pensarse en un primer momento, sino que está condicionada por el campo de esfuerzos al que esté sometido el sedimento. Estas estructuras presentan importantes semejanzas con las definidas por otros autores como Cojan y Thiry (1992) y Guiraud y Paiziat (1993), a las cuales atribuyen un origen sísmico. Por tanto, el origen genético más probable es el sísmico.

#### ***Afloramiento de la Estación de Las Minas***

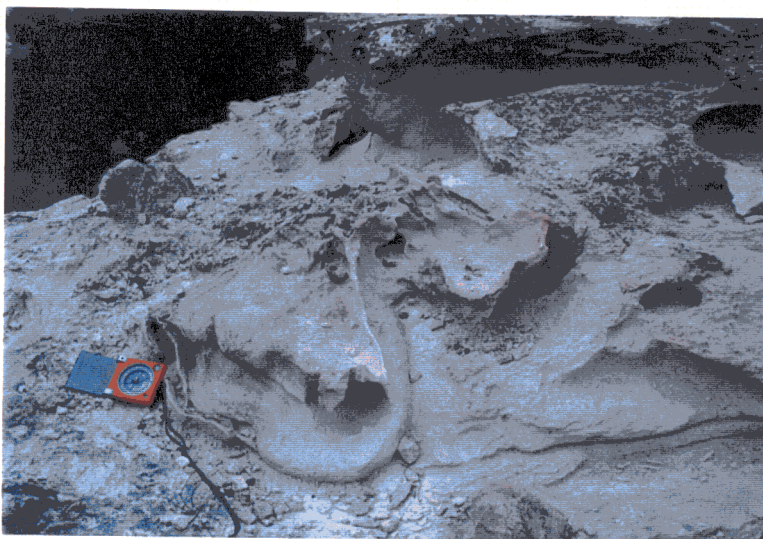
En los niveles más bajos de la serie de la Cuenca de Camarillas-Las Minas se pueden encontrar varios niveles afectados por estructuras en almohadilla. El afloramiento estudiado al Norte de la estación de Las Minas, se encuentra en el mismo punto en el que se definieron las inyecciones de arena del apartado VII.2.1. En un nivel inmediatamente inferior al muro de la columna de detalle levantada (Fig. VII.2) en este lugar para localizar las inyecciones de arena.

Aparecen dos niveles arenosos deformados (arenas carbonáticas de grano fino) separados por 1 m de sedimentos turbidíticos laminados en los que la potencia de las láminas no suele superar los 10 cm. El nivel superior tiene 42 cm de potencia, con pliegues de longitud de onda que no superan los 50 cm. La deformación es plástica y muy intensa (Fig. VII.20 y VII.23A). Las medidas de ejes de pliegues muestran dos direcciones principales de plegamiento: una moda mayoritaria hacia los N135E y una minoritaria subperpendicular según los N040E (Fig. VII.19B). La dirección principal de plegamiento es paralela a la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  regional (NO-SE) en la zona. Los planos de escape de arenas licuefactadas son compatibles con esta dirección de compresión, ya que indican una extensión perpendicular a esta compresión. El mecanismo desencadenante de esta estructura es muy probable que haya sido sísmico, ya que el efecto de carga de los sedimentos turbidíticos laminados es muy escasa y su continuidad lateral es importante, más de 50 m en este afloramiento. Las estructuras almohadilladas y bolas (*ball and pillow*) descritas por Davenport y Ringrose (1987) en sedimentos fluvioglaciares, presentan importantes similitudes (Fig. VII.22) con las estructuras descritas en este afloramiento. Estos autores interpretan su génesis inmediatamente después de su sedimentación y el mecanismo desencadenante de la licuefacción lo atribuyen a un terremoto.

En un nivel de 40 cm de potencia, situado 1 m por debajo del anterior nivel deformado, aparecen estructuras en almohadilla peor desarrolladas. Los pliegues son de longitud de onda decimétrica (en torno a los 30 cm) y afectan a los últimos 20 cm del estrato arenoso. La orientación de ejes de plegamiento de estas estructuras es muy similar a la de las del nivel superior. En este caso



*Fig. VII.20. Estructuras en almohadilla del afloramiento de la Estación de Las Minas. Primeros tramos de la serie sedimentaria de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (Estación Camarile8).*



*Fig. VII.21. Pliegues de escape de fluidos de una estructura en almohadilla del afloramiento de la Estación de Las Minas (Estación Camarile9), últimos niveles de la serie sedimentaria antes del “macroslump” de la Cuenca de Camarillas-Las Minas.*

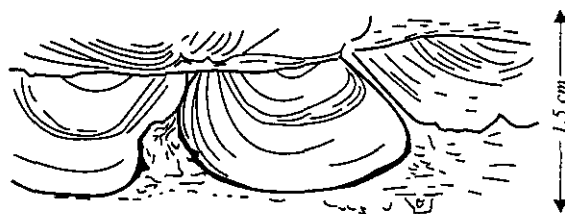
muestran una única dirección de plegamiento N155E (Fig. VII.19C), compatible con la interpretación del nivel anterior.

A techo del tramo inicial de la sedimentación de la cuenca, en un nivel por debajo del “macroslump”, se observan otros dos estratos deformados por estructuras en almohadilla. El primer nivel es un estrato de arenas carbonáticas de 78 cm de potencia, con sinclinales abiertos y anticlinales apretados por donde escapan los fluidos. La longitud de onda media de los sinclinales es de unos 80 cm (Fig. VII.21 y VII.23B). Aparecen estructuras menores de escape de fluidos en las zonas basales de los sinclinales. La orientación media de los ejes de plegamiento es N125E (Fig. VII.19E). Guiraud y Plaziat (1993) también encuentran asociadas, a estructuras en almohadilla,

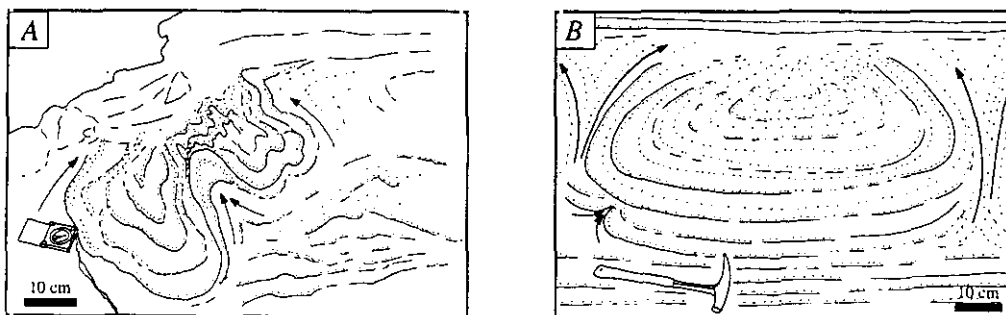


inyecciones de arena. Estas intrusiones cortan los pliegues de las almohadillas pudiendo desarrollar lacolitos entre los estratos dislocados. Estas intrusiones corresponden claramente a flujos ascendentes de partículas. El encajante tiene un comportamiento plástico frente a la deformación. Según la clasificación de Lowe (1975), son canales de fluidificación o pilares (Fig. VII.22).

Por encima aparece un nuevo estrato deformado de 1,05 m de potencia y separado del anterior por 1,90 m de sedimentos turbidíticos laminados. Este nivel está estructurado en dos mitades (de unos 50 cm cada una) en los que se observan estructuras en almohadilla independientes. Las características de las deformaciones en ambos niveles son muy similares y las orientaciones de los ejes de los pliegues son las mismas, por lo que se han representado en el mismo estereograma. La orientación de los ejes de los pliegues es N150E. Asociadas a estas estructuras aparecen microfallas normales en el nivel superior, con una orientación E-O y buzamientos subverticales. El salto que presentan estas fallas es centimétrico (apenas 5 cm) (Fig. VII.19B). En trabajos realizados por Cojan y Thiry (1992) y Mohindra y Bagati (1996), también se define el desarrollo de estructuras extensionales asociadas a estructuras en almohadilla. Cojan y Thiry (1992) indican la presencia de fallas normales con desplazamientos centimétricos, mientras que Mohindra y Bagati (1996) precisan más y dan valores de estiramiento entre 1,5 y 7,8 cm generados por microfallas normales.



**Fig. VII.22.** Detalle de cuatro estructuras en almohadilla en Meikleour (Inglaterra). En blanco aparecen representadas las arenas y en negro las arcillas. Modificada de Davenport y Ringrose (1987).



**Fig. VII.23.** Esquemas fotográficos de: A) estructuras en almohadilla y B) pliegues de escape de fluidos de una estructura en almohadilla. Afloramiento de la Estación de Las Minas, Cuenca de Camarillas-Las Minas.

Las características sedimentológicas y deformacionales de estas estructuras son muy similares a las del afloramiento descrito anteriormente (afloramiento de las Casas del Tesorico) y a las estructuras definidas por diferentes autores (ver apartado II.3.5) que les atribuyen un origen sísmico. Estos niveles de arenas carbonáticas corresponden a pasadas turbidíticas de escasa potencia (unos 10 cm), que no generaron efectos de carga brusca en los sedimentos infrayacentes. Al estar situados en una plataforma somera inundados permanentemente, también hace descartar efectos de



elevaciones bruscas del nivel freático. Por tanto, el origen sísmico de estas estructuras se apunta como el más probable.

El desarrollo y orientación de estas estructuras está condicionado por el campo de esfuerzos regional, de la misma forma que las estructuras descritas en apartados anteriores. Nuevamente vuelven a aparecer las dos modas subortogonales N150E y N60E, que hacen que estas estructuras tengan forma de cubetas alargadas si se observan en tres dimensiones. Entre las estructuras de deformación que observa Dugé (1995), en la Cuenca Anglolarisiense, aparecen: *boudinage*, estructuras con “forma de bañera”, con “forma de petaca de tabaco” y almohadillas y bolas (*ball and pillow*). Las estructuras citadas presentan importantes similitudes con las estructuras en almohadilla del afloramiento de la Estación de Las Minas, que al ser observadas en tres dimensiones pueden asemejarse a éstas. El mecanismo de deformación que las ha generado las estructuras definidas por Dugé (1995) es la licuefacción, la cual se ve favorecida por la estructura clastosoportada de las espículas de esponja y las intercalaciones de lodos susceptibles a la tixotropía que forman los sedimentos licuefactados. Interpreta que el desencadenante de esta licuefacción es la actividad sísmica de una falla de desgarre que se encuentra en las proximidades y la magnitud sísmica aproximada que considera para su génesis es de 5.

#### ***Características generales de las estructuras en almohadilla***

Las estructuras en almohadilla se pueden explicar por un comportamiento plástico, por licuefacción o por fluidificación, que a su vez se ha podido generar por cargas verticales, deslizamientos gravitacionales, corrientes de arrastre o terremotos. La escasa pendiente de sedimentación en la que encuentran estas estructuras hace descartable su génesis por deslizamiento y su orientación paralela a las direcciones de paleocorrientes indica que estas no se han formado por corrientes de arrastre. Según esto y por cumplir las premisas de Sims (1975), la hipótesis sísmica parece la más probable. Las discontinuidades entre cuerpos sedimentarios actúan como barreras relativamente permeables. Por tanto, las estructuras reflejan un alto grado de confinamiento y plasticidad durante la expulsión del agua intersticial, por disminución de la porosidad a causa del movimiento sísmico.

De los afloramientos descritos anteriormente se pueden extraer las siguientes características las más representativas de las estructuras en almohadilla de la Cuenca de Camarillas-Las Minas:

- los estratos licuefactados corresponden a niveles arenosos de turbiditas laminadas, compuestas por arenas calcáreas de grano fino
- estructuras formadas por sinclinales abiertos y anticlinales apretados
- la longitud de onda de las almohadillas puede oscilar entre 25 cm y 150 cm
- la potencia de los niveles afectados está entre 40 cm y 100 cm
- afectan a un único nivel de arenas
- su extensión lateral puede superar los 100 m
- los ejes de los pliegues de las almohadillas están orientados según dos direcciones: una principal N150E y otra secundaria N60E
- las direcciones de las paleocorrientes son paralelas a los ejes de los pliegues
- se pueden observar estructuras menores de escape de fluidos en las zonas basales de los sinclinales



- aparecen fallas normales asociadas a las almohadillas

Cojan y Thiry (1992) asignan un origen sísmico a estas estructuras de deformación, cuyas características y formación coinciden con las halladas en la zona de estudio en:

- que estas estructuras están asociadas a un único nivel deformado, limitado a muro y techo por estratos no deformados
- estructuras extendidas en grandes áreas en la misma posición estratigráfica
- estas estructuras cumplen los criterios propuestos por Sims (1975) (ver apartado II.4), que confirman el carácter sísmico de estas estructuras
- para que se hayan generado este tipo de estructuras se necesitan terremotos cuya magnitud sea de 4 a 5 como mínimo. Varios terremotos de esta magnitud pueden generar estructuras de esta importancia, pero estos autores se inclinan por un único evento de magnitud 7 u 8, ya que no encuentran superposición de deformaciones ni deslizamientos que pudieran generar estas estructuras.

### VII. 3. SISMITAS DESARROLLADAS EN MEDIOS LACUSTRES PROFUNDOS

Los sedimentos acumulados en los sistemas lacustres miocenos del área prebética en Albacete están en buena parte caracterizados por un importante desarrollo de sedimentos varvados, en los que predominan las margas finamente laminadas con abundancia de láminas diatomíticas. Dichos sedimentos son propios de acumulación en fondos lacustres bajo condiciones anóxicas, consecuencia de la estratificación de la lámina de agua, que puede llegar a alcanzar en estas cuencas los 15 a 20 m de profundidad.

Estos sedimentos varvados están constituidos por esqueletos silíceos de diatomeas, cristales de calcita, aragonito y materia orgánica, de tamaño limo de medio a grueso. Se disponen en alternancia de laminitas oscuras y claras. Las laminitas claras están compuestas por diatomeas y cristales de calcita y aragonito, mientras que las oscuras tienen sólo diatomeas, pero con un alto contenido en materia orgánica. Entre los sedimentos varvados se intercalan sedimentos turbidíticos, con potencias que pueden oscilar entre los 2 mm y los 20 cm. La desorganización interna del empaquetado de partículas en los niveles turbidíticos los hace muy susceptibles a la licuefacción, mientras que los sedimentos laminados, debido a su ordenación interna, son menos susceptibles a este proceso y frecuentemente actúan como capas confinantes.

La capacidad de registro sísmico de los sedimentos varvados lacustres es muy importante. Se ven afectados tanto por terremotos de magnitudes inferiores a 5 (incluso *creep*) como por eventos de magnitud superior, los cuales generan estructuras de licuefacción en sedimentos turbidíticos intercalados. Esto se debe a que cualquier alteración en el sedimento varvado, por pequeña que sea, queda registrada perfectamente con la deformación de las laminitas, ya que la alternancia de lámina oscura-lámina blanca facilita la observación de cualquier estructura de deformación generada dentro de éstas. A esto hay que sumarle que en medios profundos las tasas de sedimentación son lentas, podemos descartar en muchos de los casos efectos de carga, no hay corrientes de arrastre y la influencia de agentes externos al medio (ríos, tormentas, etc.) es mucho menor que en medios



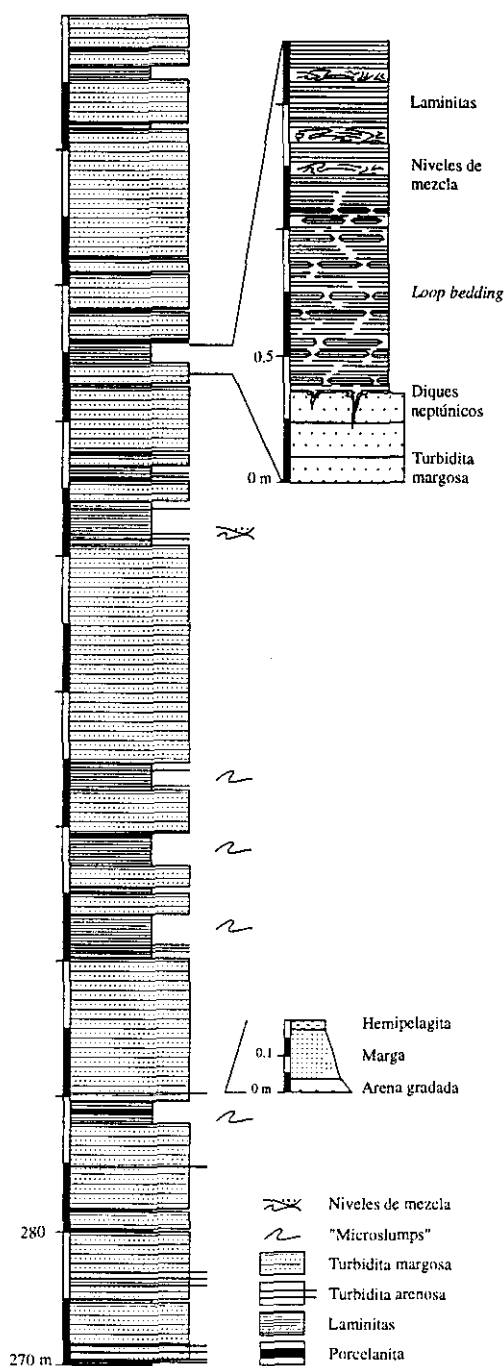


Fig. VII.24. Columna estratigráfica parcial de la Cuenca de Híjar, con la situación del nivel laminado donde aparece *loop bedding* y diques neptúnicos.

someros. La continuidad del registro y la ausencia de agentes erosivos o bioturbación en medios profundos los hace ideales para el estudio de la paleosismicidad. Además de esto, se pueden realizar dataciones relativas entre eventos, considerando el carácter anual de la sedimentación varvada.

### VII.3.1. *Loop bedding* (boudinage desarrollado en un medio finamente laminado)

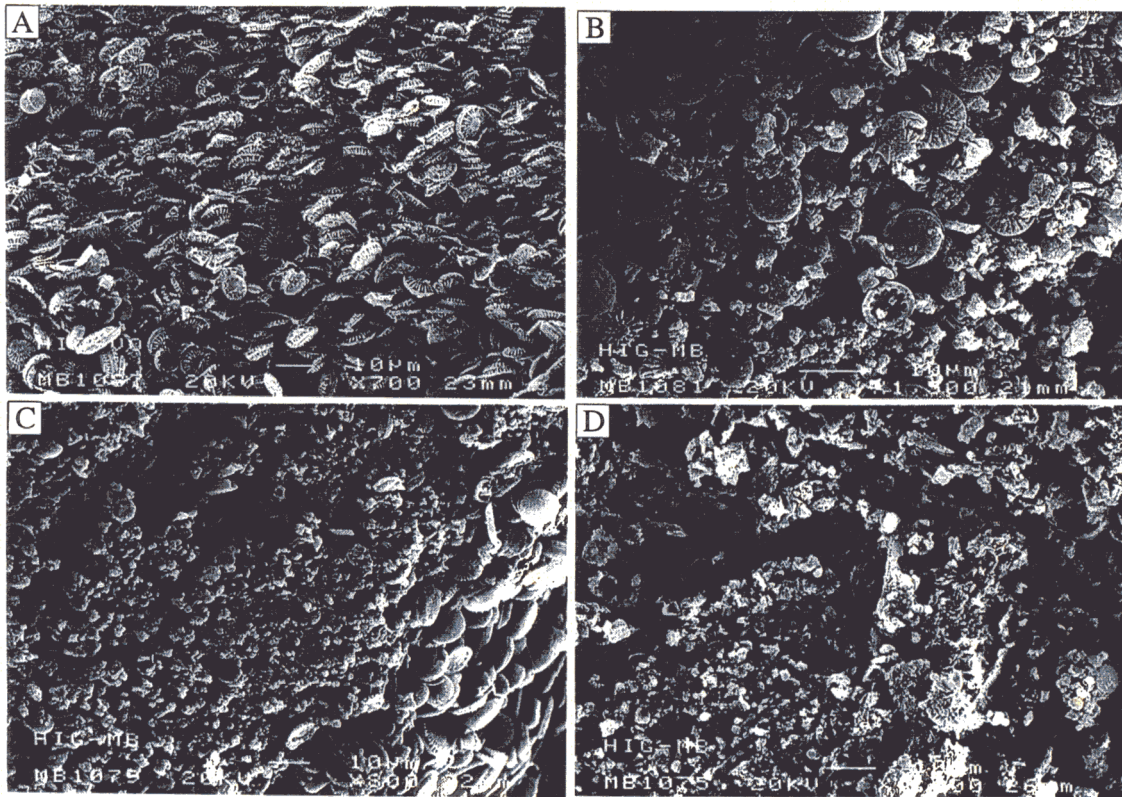
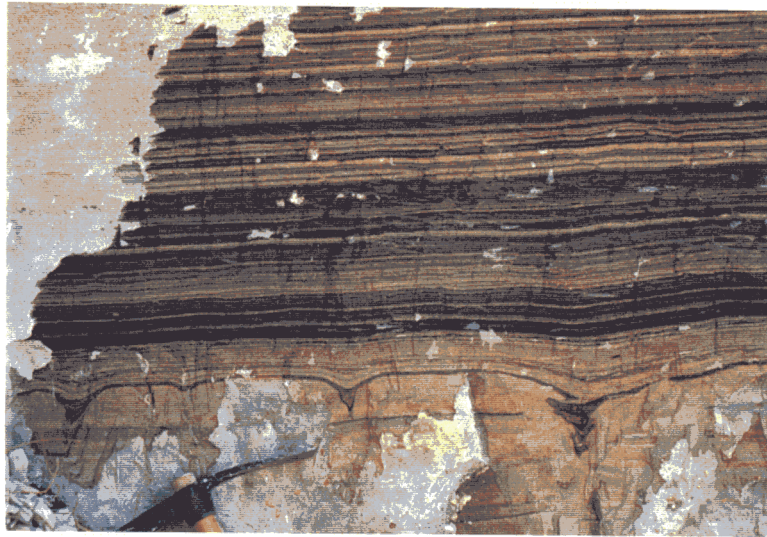
Estas estructuras consisten en "grupos pequeños de láminas que se constriñen o que terminan en intervalos, dando la impresión de alargamiento, lazos estirados o eslabones de una cadena" (Bates y Jackson, 1980). No existen muchas referencias sobre *loop bedding*. Ozalas *et al.* (1994) estudian facies marinas profundas en depósitos diatomíticos de la Formación Monterrey (Mioceno), California. Bradley (1931), Cole y Picard (1975) y Dean y Fouch (1983) los describen en depósitos de pizarras bituminosas en la Formación *Green River* (Eoceno) en el Oeste de los EE.UU.. Los trabajos llevados a cabo en la Cuenca de Orcadia (Rayner, 1963; Trewin, 1986; Donovan, 1975; Gibling *et al.*, 1985) muestran algunas fotografías donde se observan estas estructuras en sedimentos lacustres profundos del Mioceno en Tailandia. Pero ninguno de estos autores ofrece una interpretación a la génesis de estas estructuras. Dentro del área de estudio, los mejores ejemplos de *loop bedding* se han observado en la Cuenca de Híjar, en un nivel laminado que descansa sobre una capa turbidítica, en la que se han identificado diques neptúnicos.

Estas estructuras de deformación aparecen a los 340 m de la columna estratigráfica, desde el inicio de la sedimentación lacustre. Quedan muy bien registradas en un nivel de varvas lacustres de unos dos metros de potencia, con un estrato turbidítico de 1,4 m de espesor a muro (Fig. VII.24). Las deformaciones de este tipo afectan a las varvas lacustres, mientras que, los diques neptúnicos se desarrollan a techo de la turbidita (Fig. VII.24 y VII.25). Dentro del estrato laminado se pueden observar niveles de *slump* que no superan los 10 cm de espesor.





**Fig. VII.25.** Aspecto en afloramiento, de varvas y turbiditas lacustres, afectadas por loop bedding y diques neptúnicos. Cuenca de Híjar (Mioceno superior).



**Fig. VII.26.** Imagen de microscopio electrónico de barrido de varvas lacustres: A) laminitas oscuras, B) laminitas claras, C) contacto entre laminitas claras y oscuras y D) sedimentos turbidíticos lacustres. Cuenca de Híjar.



Al microscopio electrónico de barrido se puede observar la diferencia composicional entre laminitas oscuras, laminitas claras y las turbiditas. Las laminitas oscuras, ricas en materia orgánica, están constituidos por el apilamiento de esqueletos silíceos de diatomeas de unas 10  $\mu$  de diámetro. Estos esqueletos discoidales están dispuestos paralelos a la estratificación (Fig. VII.26A). Las laminitas claras también son ricas en diatomeas (de menor tamaño que las anteriores), pero incluyen en su composición cristales de aragonito y calcita. Su ordenación es algo más caótica y aparecen algunos fragmentos de diatomeas (Fig. VII.26B). En la figura VII.26C se puede observar el contacto entre laminitas oscuras y claras. Las turbiditas se componen de una mezcla caótica y completamente desorganizada de diatomeas retrabajadas y cristales de aragonito y calcita (Fig. VII.26D), siendo estos componentes de tamaño limo. Estos limos calcáreos son susceptibles de licuefacción, por el tamaño de grano y su escasa densidad de empaquetamiento.

### **Descripción de las estructuras**

El *loop bedding* es un *boudinage* desarrollado en un medio finamente laminado, producido por deformación dúctil de sedimentos no consolidados en un régimen extensional. Se da con una mayor profusión en conjuntos de laminitas en los que el espesor de las claras predomina sobre las oscuras. Esto se debe al diferente comportamiento ante la deformación de laminitas claras y oscuras. Las laminitas claras, al carecer de materia orgánica y contener diatomitas y cristales de aragonito y calcita, son más competentes que las laminitas oscuras. Por esta causa, el *boudinage* se forma en las capas competentes, mientras que, los niveles ricos en materia se adaptan plásticamente a los cuellos de *boudinage* (Fig. VII.27). También aparecen, de forma aislada, *loop bedding* en conjuntos de predominio de laminitas oscuras.

También hay *loop bedding* asociado a una deformación dúctil-frágil. Los *loops* se pueden producir por la intersección de un sistema conjugado de fallas normales en el interior de un conjunto de laminitas blancas (Fig. VII.28). Una vez fracturado el nivel, el estiramiento continuo de éste, hace que las laminitas se plieguen por arrastre y desarrollen morfologías similares a *loops*. En algunos casos aparecen geometrías de *roll over* asociadas a estas fallas normales. Esta fracturación de carácter normal tiene geometrías de falla lítrica, disminuyendo su buzamiento en profundidad hasta que se pierde en la laminación. Este proceso extensivo origina problemas de espacio, es decir, una extensión en un área tiene que producir compresión contemporánea en áreas aledañas en la misma dirección que la extensión. Por tanto, también aparecen fallas de carácter inverso asociadas al proceso extensivo, sin que se trate de un proceso compresivo posterior.

Según las observaciones realizadas en este afloramiento, se pueden clasificar cuatro tipos diferentes de *loop bedding* agrupados en dos conjuntos principales: *loop* simples y *loop* complejos (Fig. IV.29):

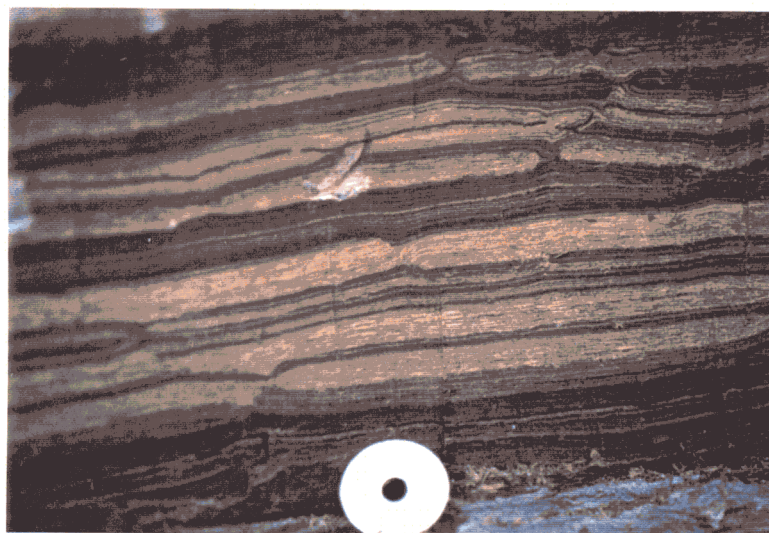
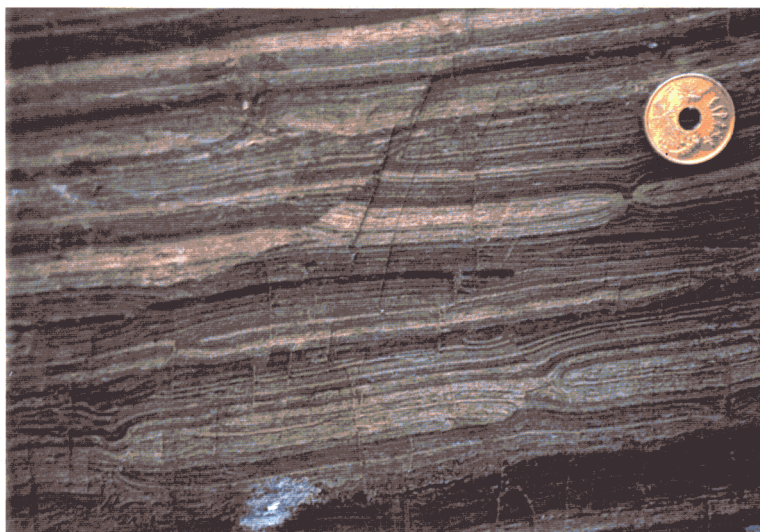
- **Loop simples:** *boudins* desarrollados en un medio finamente laminado, sin estar asociados a ningún tipo de fracturación. Dentro de este grupo se diferencian dos categorías:

**Tipo 1:** es el tipo de estructura más sencillo. El conjunto de láminas a ambos lados del cuello de *boudinage* tiene una morfología arqueada y se podría trazar un plano de simetría





**Fig. VII.27.** *Loop bedding* o *boudinage* desarrollado en un medio finamente laminado, *loop* Tipo 1-2. Varvas lacustres de la Cuenca de Híjar.



**Fig. VII.28.** *Loop bedding* asociado a fracturación dúctil-frágil, *loop* Tipo 3-4. Varvas lacustres de la Cuenca de Híjar.

perpendicular a la laminación y que contenga a su vez el eje del cuello del *boudin*.

**Tipo 2:** en este caso se pierde la simetría del *loop* por el inicio de la disgregación interna de las laminillas.

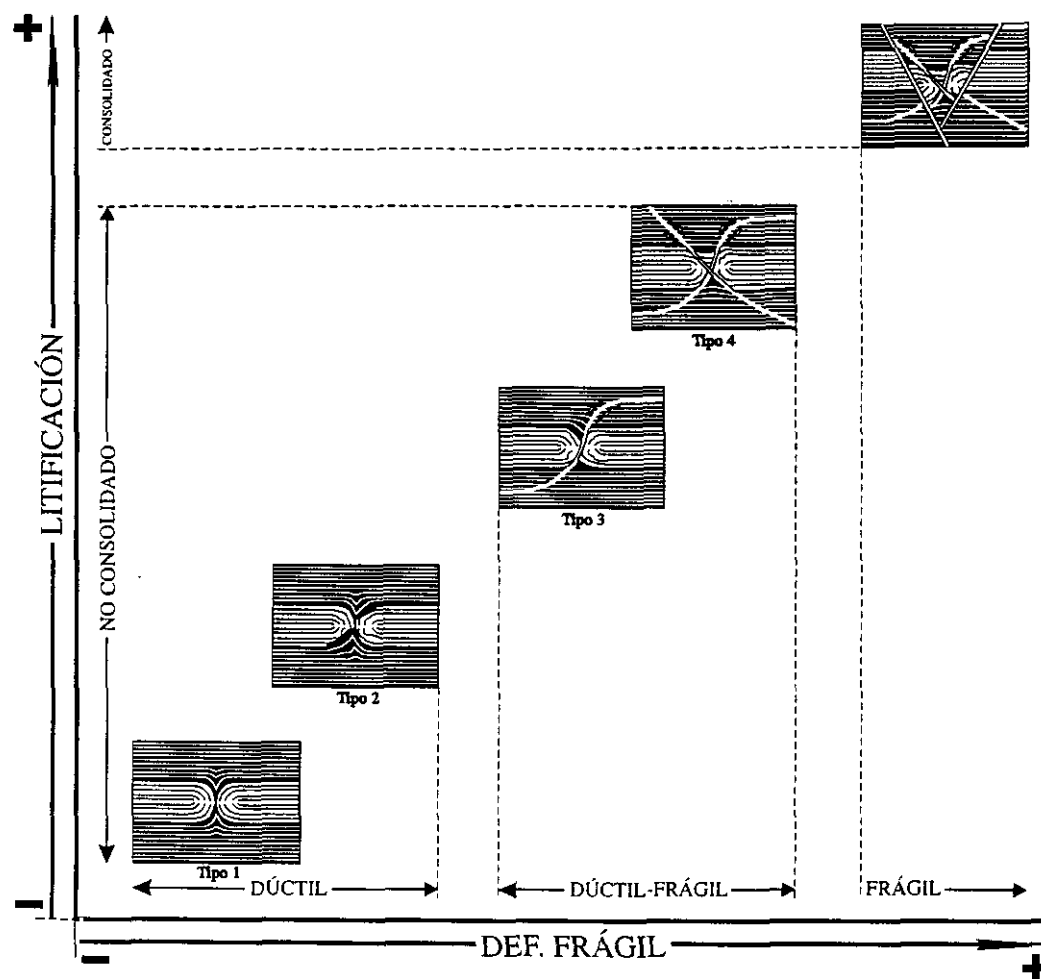
- **Loop complejos:** el cuello del *boudin* se desarrolla a favor de microfracturas normales que nacen y mueren en la laminación. El desarrollo de estas fracturas es centimétrico (2 a 4 cm). Se distinguen dos tipos, ambos asimétricos:

**Tipo 3:** el *boudinage* se desarrolla a partir de un único sistema de microfracturas. Estas



constituyen un plano de debilidad a favor del cual las capas deslizan adaptándose a la deformación por extensión mediante un cuello de *boudinage*.

**Tipo 4:** el *boudinage* se desarrolla a partir de un sistema conjugado de microfracturas.



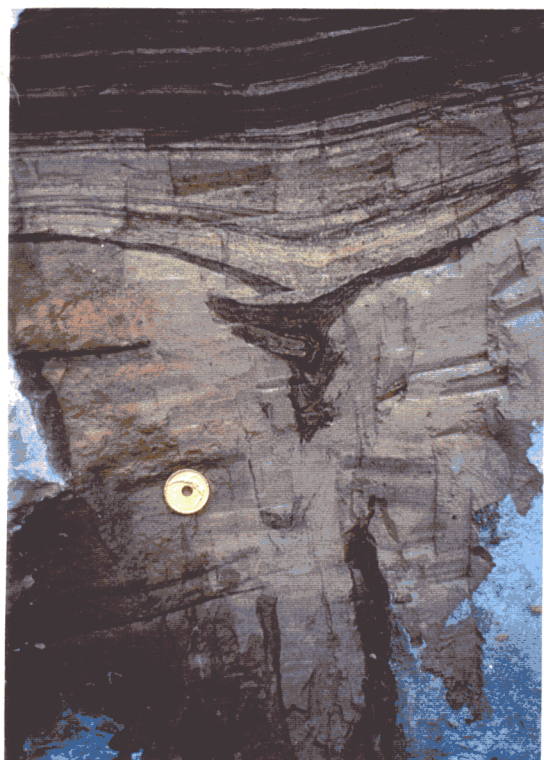
**Fig. VII.29.** Representación esquemática de las relaciones entre los diferentes tipos de *loop bedding*, las características de la deformación y la consolidación del sedimento en el momento de la deformación.

También se pueden observar capas de materia orgánica "aboudinadas" (de unos 3 mm de potencia), asociadas a *loop bedding*. La deformación es simultanea y las orientaciones de este *boudinage* coincide con la de los *loops*.

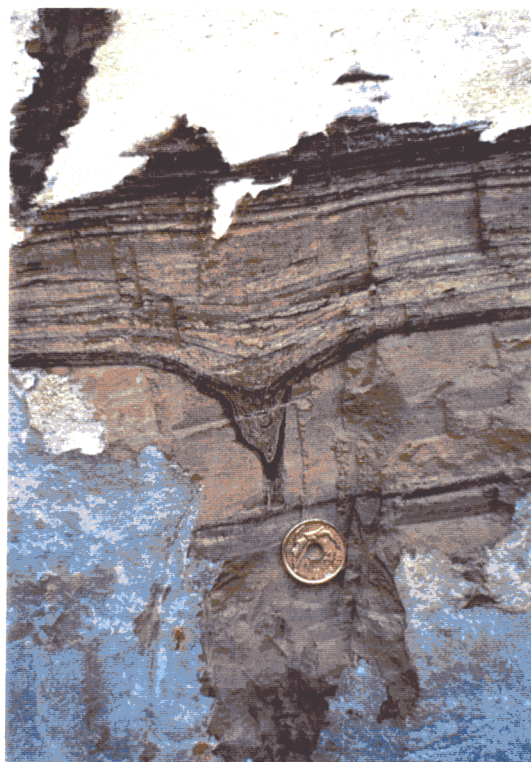
Junto a estas estructuras también aparecen diques neptúnicos. Los diques neptúnicos son fracturas subverticales generadas por extensión. Afectan al nivel turbidítico que se encuentra por debajo del estrato laminado que presenta *loop bedding*. A muro son frágiles y pasan a dúctiles a techo. Estas fracturas no se prolongan en el nivel laminado, sino que en el contacto hay una apertura



por extensión y una percolación gravitacional de las laminas en el espacio creado. Estas láminas no pierden su estructura, adaptándose por plegamiento (Fig. VII.30). El desarrollo de la fracturación parece ir de techo a muro de la turbidita, puesto que hay diques rellenos de laminitas que no tienen continuidad en profundidad (Fig. VII.31), mientras que otros llegan a muro del estrato.



**Fig. VII.30.** Dique neptúnico en sedimentos turbidíticos (asociado a deformación frágil en profundidad) relleno por varvas lacustres deformadas. Cuenca de Híjar.

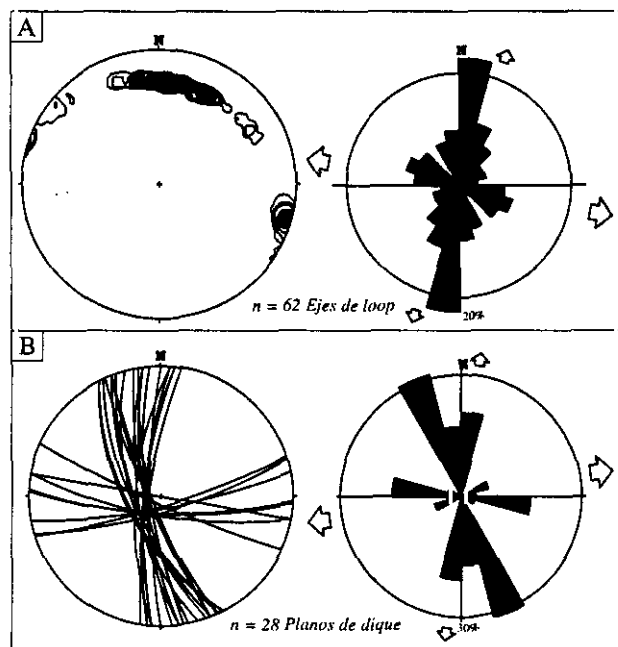


**Fig. VII.31.** Dique neptúnico en sedimentos turbidíticos relleno por varvas lacustres deformadas. Cuenca de Híjar.

Se han medido un total de 62 ejes de *loops* y 28 planos de diques neptúnicos. Las direcciones de los cuellos de *loop* se han medido sobre los planos de laminación a partir de muestras de mano extraídas del afloramiento, previamente orientadas. Para obtener el mayor número posible de datos de cada muestra, se han levantado los planos de laminación en los que se observan *loops* en corte. Las orientaciones de los diques neptúnicos se han obtenido directamente sobre el afloramiento.

Las orientaciones de los ejes de *loops* se han representado por medio de un diagrama de contornos en proyección estereográfica y de una rosa de direcciones (Fig. VII.32A). Los resultados se distribuyen en torno a dos direcciones principales: una N015E mayoritaria y otra N100E. Los diques neptúnicos se han representado como planos en proyección estereográfica y también se ha elaborado una rosa de direcciones (Fig. VII.32B). Los planos se distribuyen en dos modas: la principal tiene una dirección N010E y la segunda hacia los N080E.





Las modas mayoritarias para *loops* y diques son similares, N010-015E, mientras que las minoritarias, N080-100E, presentan una ligera dispersión. Ambas direcciones son subparalelas a las fallas normales que delimitan la Cuenca de Híjar y por tanto tendremos sendas direcciones de extensión perpendiculares a las mismas, generando una estructura en "tableta de chocolate" (Ramsay y Huber, 1983) (Fig. VII.33). La moda principal N-S obtenida a partir de datos microestructurales es compatible con una dirección de extensión E-O, la cual tiene su reflejo en el mayor desarrollo de las fallas que delimitan la cuenca al este y oeste, frente a las fallas que delimitan la cuenca al norte y sur.

Fig. VII.32. A) Diagrama de densidad de ejes de loop (4, 6, 8 y 10%) y rosa de direcciones, B) proyección estereográfica de planos de diques neptúnicos y rosa de direcciones.

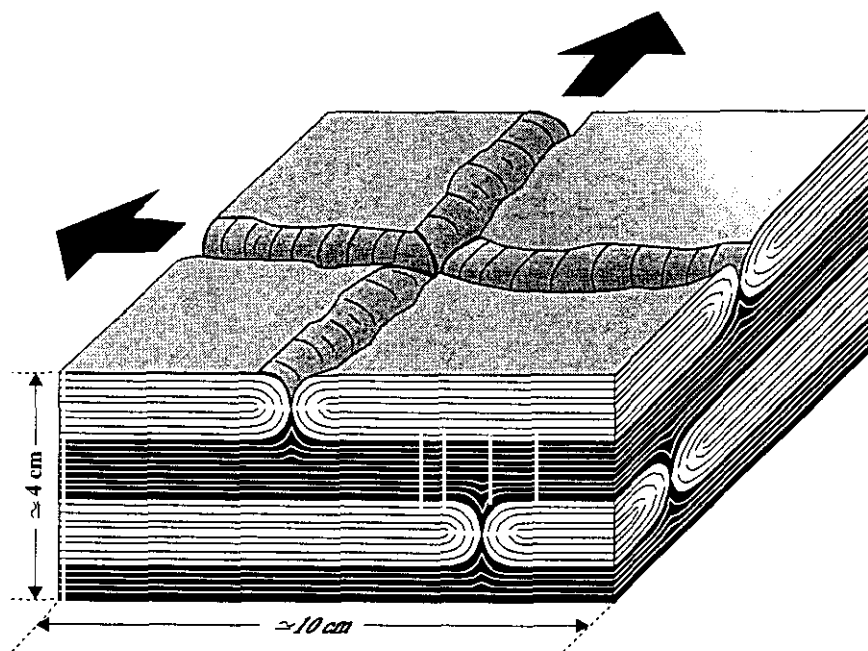


Fig. VII.33. Bloque diagrama donde se modelizan el loop bedding, que desarrolla una estructura en "tableta de chocolate" al estar sometidos los sedimentos a extensión radial.



### Interpretación genética

El comportamiento de los materiales durante el proceso de deformación, varía de dúctil a frágil de techo a muro del estrato turbidítico situado a la base del nivel laminado que presenta *loop bedding*. Concretamente, los rasgos característicos de la deformación frágil comienzan pocos centímetros por debajo de los rellenos de los diques neptúnicos. Esto se debe a las diferencias de litificación de los estratos durante la deformación, ya que la litificación aumenta con la profundidad. Por tanto, la deformación dúctil y frágil son contemporáneas, iniciándose durante la sedimentación de los niveles inferiores del estrato laminado, puesto que los diques neptúnicos son frágiles a muro y dúctiles a techo de la turbidita, lo que indica la litificación diferencial de éste. La deformación producida por el colapso de las laminitas en los diques se acomoda en niveles superiores con la deformación plástica de dos estratos turbidíticos de unos 5 cm, intercalados entre las laminitas. Esto impide que la deformación se propague a las laminitas superiores. A pesar de esto, éstas muestran un ligero combamiento (Fig. VII.30 y VII.31).

Los cuatro tipos de *loop bedding* identificados representan cuatro estadios diferentes dentro de una misma etapa de deformación (Fig. VII.29). Cuando el sedimento aún no está consolidado se deforma de una manera dúctil, generando *loops* de tipo 1. A medida que aumenta la litificación y continúa la deformación dúctil la siguiente estructura que se genere serán los *loops* de tipo 2, quedando fosilizados los de tipo 1 ya que no se ha observado una evolución de los mismos. Los *loops* de tipo 3 y de tipo 4 se producen cuando la litificación ha aumentado lo suficiente como para que se inicie una deformación de carácter dúctil-frágil. Los *loops* de tipo 3 están asociados a microfallas normales de desarrollo centimétrico (3-4 cm) que nacen y mueren en la laminación. Los *loops* de tipo 4 están asociados a un sistema conjugado de microfallas normales y representan el último estadio dentro de la deformación dúctil-frágil.

Cuando el sedimento está completamente consolidado y continúa la deformación, ésta queda reflejada por medio de sistemas de microfallas normales que cortan a todas las estructuras generadas anteriormente. El carácter frágil de esta deformación impide el desarrollo de *loop bedding*.

El origen desencadenante de estas estructuras se ha interpretado como movimientos continuos de *creep*, de las fallas normales que limitan la cuenca. El predominio de los *loops* con orientación N-S apoya la idea de que las fallas N10E tuvieron una actividad de *creep* mucho mayor que las N110E. Estas últimas, paralelas a las direcciones de las principales fallas normales del área (como la falla del río Mundo), tendrían una actividad sísmica complementaria a sus movimientos de *creep*. Estos movimientos de *creep* corresponden a eventos sísmicos de magnitudes bajas, continuos en el tiempo, que disipan los esfuerzos acumulados en las fallas de manera progresiva. El carácter prolongado del efecto de estos movimientos de baja magnitud queda reflejado por los cuatro tipos diferentes de *loop bedding*, que coexisten dentro del mismo nivel estratigráfico. Los últimos estadios de la deformación corresponden a deformación frágil que afecta a todo el nivel. Es decir, el nivel laminado fue sometido a esfuerzos extensivos desde que comenzó su sedimentación (deformación dúctil), hasta que se litificó completamente (deformación frágil), pasando por todos los estadios intermedios. Por tanto, los sedimentos se han sometido desde su sedimentación hasta la actualidad a una extensión radial producida por la actividad continua de las fallas que limitan la cuenca. La actividad tectónica reciente en la cuenca se deduce por la deformación de los materiales cuaternarios que aparecen en ella (ver capítulo IV).



Los principales argumentos que apoyan la idea de que el *loop bedding* y los diques neptúnicos se hayan formado por movimientos de *creep* y no por eventos sísmicos importantes son los siguientes:

- El proceso de deformación por extensión es continuo desde que el sedimento no está consolidado hasta que se compacta y se deforma frágilmente.
- Ausencia de licuefacciones que afecten a todo el nivel laminado.
- Ausencia de alteraciones en la estructura laminar del sedimento que afecten a todo el nivel laminado. En niveles superiores de la columna estratigráfica se pueden observar estas alteraciones, sin que se pierda la continuidad de los mismos. Es posible que se deba a una actividad sísmica de fondo, de magnitud inferior a la necesaria para producir niveles de mezcla o licuefacciones, pero suficiente para alterar su estructura planar y producir fracturas en un medio dúctil-frágil.

### VII. 3. 2. Alteración de la estructura planar de varvas lacustres

Este tipo de deformación no se ha definido hasta el momento. Se puede observar, tanto a simple vista cómo al microscopio óptico, cómo se altera la estructura planar de las laminitas lacustres sin que se pierda su continuidad lateral. La deformación es de carácter dúctil, con adelgazamientos y engrosamientos aleatorios y caóticos de las laminitas. Las laminitas también aparecen afectadas por fallas normales de bajo ángulo de comportamiento dúctil-frágil, lo que permite deducir que la deformación fue de carácter extensivo (Fig. VII.34). Puede aparecer en conjuntos de laminitas

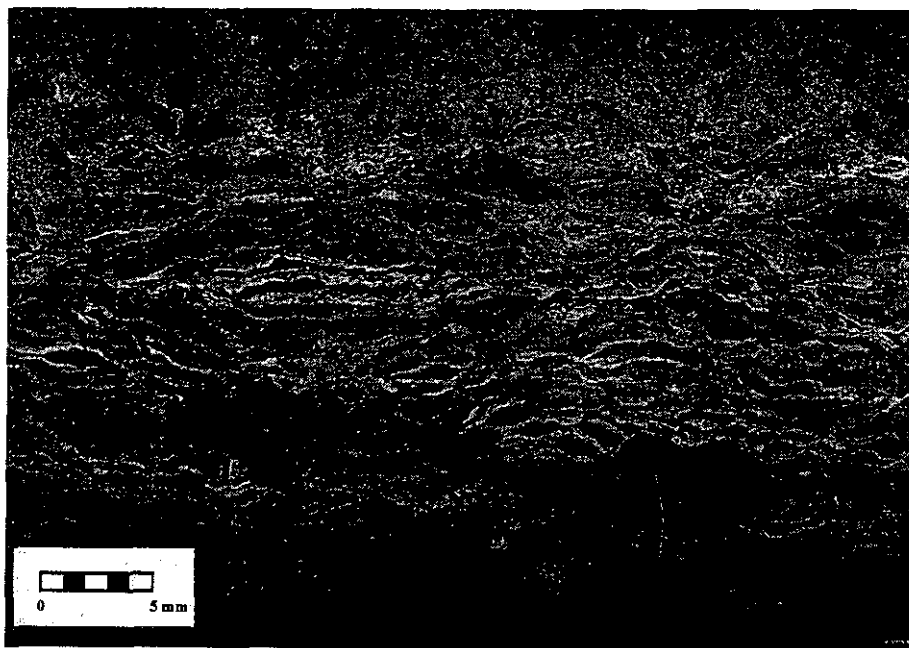


Fig. VII.34. Fotografía de microscopio óptico en el que se observa la alteración de la estructura planar de las varvas lacustres. Varvas lacustres diatomíticas del Mioceno superior de la Cuenca de Híjar.





subhorizontales o plegadas posteriormente por *slumps*.

La interpretación genética de estas estructuras es complicada. Los procesos diagenéticos no producen este tipo de deformaciones que, por otra parte, se producen cuando el sedimento no está consolidado y no durante el proceso de litificación. La bioturbación queda descartada, puesto que habría supuesto la destrucción parcial o total de la laminación. Una actividad sísmica de fondo, causada por los movimientos continuos de las fallas que limitan la cuenca, puede ser la causa de esta deformación. Esta sismicidad no sería lo suficientemente intensa como para producir el deslizamiento o licuefacción de las varvas, pero sí para alterar su estructura planar. La aparición de *slumps* que engloban laminitas alteradas podría asociarse a eventos sísmicos posteriores de mayor magnitud, capaces de producir el deslizamiento de estos conjuntos laminados. Por tanto, estas estructuras también se han interpretado como movimientos continuos de *creep* de las fallas que limitan la cuenca, pero con una magnitud mayor que en el caso del *loop bedding*, ya que, alteran y desorganizan la estructura laminar de las varvas, lo cual no ocurriría con un estiramiento simplemente.

### VII. 3. 3. Pseudonódulos

Sólo se han localizado en la Cuenca de Híjar en unos niveles laminados con pasadas turbidíticas, a unos 30 m por debajo del afloramiento de laminitas con *loop bedding* (ver figura VII.24). Son estructuras de deformación equiparables a las obtenidas experimentalmente por Kuenen (1958) en sedimentos no consolidados (arenas sobre arcillas) (ver apartado II.3.5). En la Cuenca de Híjar aparecen a techo de un nivel margoso correspondiente a una turbidita intercalada dentro de un paquete laminado, en la que se pueden observar restos de laminitas. La capa en la que aparecen los pseudonódulos es un material de granulometría fina (tamaño limo), de color claro, con aproximadamente 1 cm de potencia, compuesto principalmente por diatomeas. Se puede observar como estos pseudonódulos se hunden en el sedimento margoso inferior sin que se observen evidencias de transporte (Fig. VII.35). La densidad de las diatomitas es inferior a 1 gr/cm<sup>3</sup>, mientras



**Fig. VII.35.** Pseudonódulos asociados a eventos sísmicos, hallados en el registro sedimentario de la Cuenca de Híjar.



que la densidad de la marga diatomítica que las engloba es superior, por lo que el hundimiento de la diatomita no se produce por efecto de gradientes de densidad. La interpretación del nivel con pseudonódulos como estructuras de carga se desecha al sellar la estructura varvas lacustres de sedimentación lenta. Estas laminitas también presentan alteraciones de su estructura planar. Por tanto, el origen que le atribuimos a los pseudonódulos es sísmico. Sims (1975) observa estructuras similares asociadas a terremotos históricos de intensidades superiores a VI.

Como se puede observar en la figura VII.36A, las estructuras descritas anteriormente muestran importantes similitudes con los pseudonódulos obtenidos por Kuenen (1958) mediante simulaciones sísmicas. Este tipo de estructuras no deben confundirse con *ripples* de carga, morfológicamente muy parecidos (Fig. VII.36B), de origen es sedimentario, por lo que no puede ser asociados bajo ningún concepto a un evento sísmico. Los *ripples* de carga son intrusiones de arena o limos, a causa de la carga desigual que se puede dar al acumularse *ripples* en su migración, sobre un punto de un sustrato compuesto por lodos. Muestran una deformación progresiva radial de su laminación interna, por las rotaciones de las estratificaciones cruzadas de los *ripples* a medida que se van hundiendo en el lodo (Dzulynski y Walton, 1965) (Fig. VII.36B).

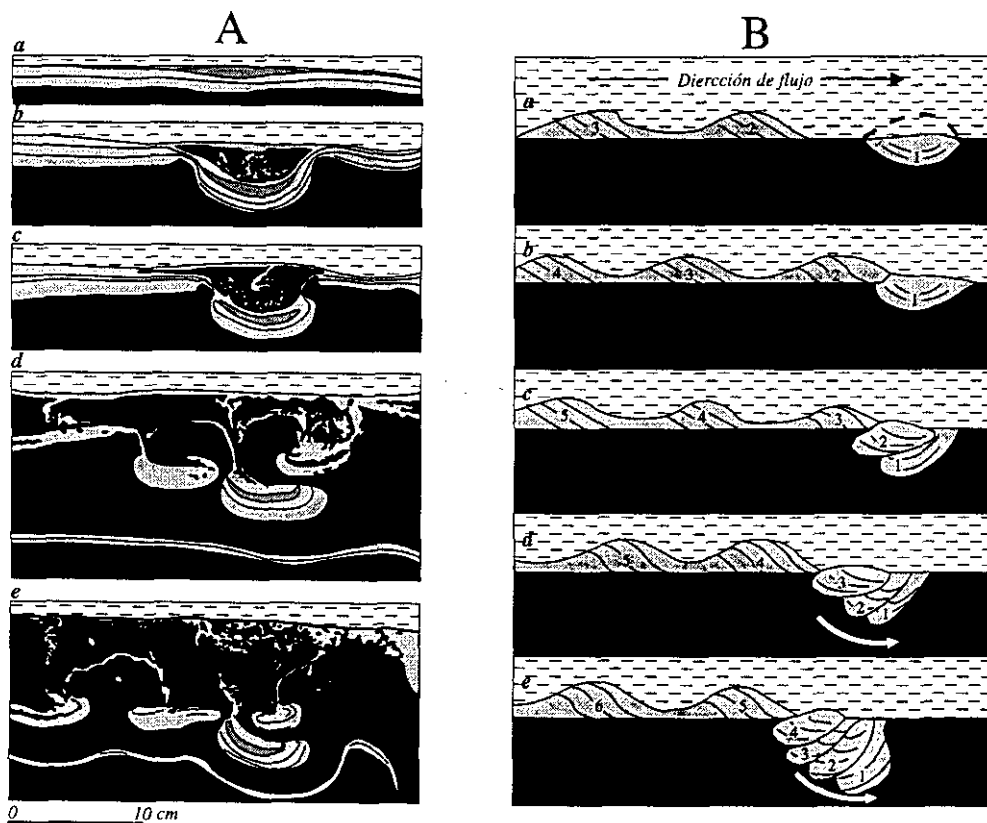


Fig. VII.36. A) Pseudonódulos producidos por simulación de una sacudida sísmica. Unidad 1: arenas; unidad 2: arcillas. Modificada de Kuenen (1958). B) Sección vertical de las diferentes etapas de formación de ripples de carga. Modificada de Dzulynski y Kotlarczyk (1962).



### VII. 3. 4. Niveles de mezcla

Los niveles de mezcla se generan exclusivamente en depósitos finamente laminados bajo una lámina de agua. Fueron definidos por primera vez por Marco *et al.* (1994) en los sedimentos varvados del Lago Lisan (Pleistoceno) en el graben del Mar Muerto. En esta zona aparecen asociados a fallas normales sinsedimentarias de hasta 2 m de salto vertical. Marco y Agnon (1995) sugieren que los niveles de mezcla se producen por un movimiento sísmico, de magnitud 5,5 o superior, a techo de la serie sedimentaria depositada hasta el momento en que se produjo el movimiento (ver apartado II.3.8.). La columna de agua bajo la cual se generaron estas estructuras puede medir entre 15 y 20 m. La gradación de la deformación observada en los niveles de mezcla, muestra el aumento de la consolidación con la profundidad. La parte superior del sedimento, sin consolidar, se fluidifica y se resedimenta después del movimiento sísmico. Laminitas inmediatamente inferiores, más consolidadas, aparecen brechificadas y fracturadas, conservando restos de la estructura planar de las varvas. Los niveles inferiores, de comportamiento plástico, se pliegan por el efecto de esfuerzos locales de cizalla entre los estratos superiores e inferiores. La morfología de estos niveles plegados es muy similar a la de los *slumps*, diferenciándose exclusivamente en la aparición del nivel de mezcla superior, sin existir desplazamiento alguno. La escala de estas estructuras es centimétrica.

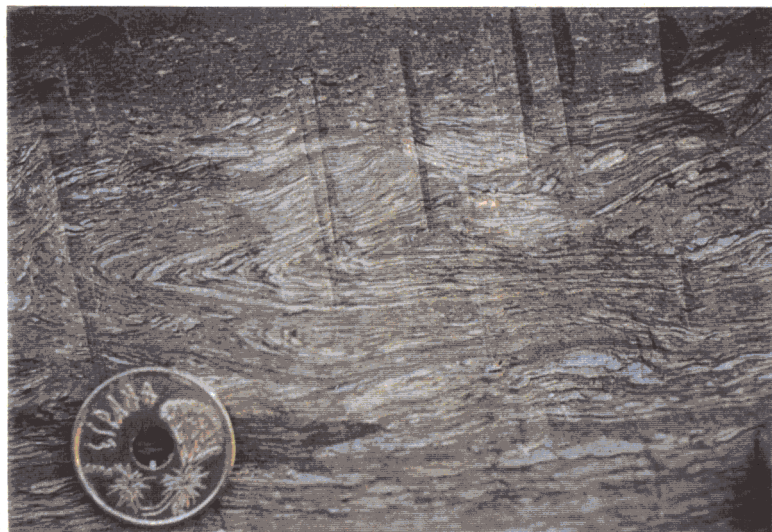
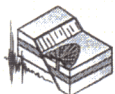
Se pueden observar numerosos ejemplos de niveles de mezcla dentro de la columna estratigráfica de la Cuenca de Híjar, El Cenajo y Elche de la Sierra-Cobatillas (Fig. VII.37 y VII.38). Aparecen pliegues recumbentes (Fig. VII.37) que se van fluidificando hacia techo, en los que se puede ver cómo la laminación va fragmentándose progresivamente. Algunos fragmentos de laminitas se pueden restituir a su posición original, lo que indica un transporte en la horizontal muy escaso o nulo. En otros casos, se pueden observar en la zona de plegamiento conjuntos de laminitas fragmentados y plegados (Fig. VII.38). Este aumento de la desorganización es posible que se deba a un movimiento sísmico de mayor entidad. Con una tasa de sedimentación bastante constante, como es el caso de estos ambientes lacustres, la litificación en superficie será la misma para diferentes niveles de mezcla. De esta manera, cuanto mayor es la potencia del nivel de mezcla mayor habrá tenido que ser la fuerza desestabilizadora que lo ha generado. Estas estructuras quedan selladas por sedimentos varvados no deformados, lo que indica periodos de calma sísmica. Por tanto, los niveles de mezcla se pueden asociar a eventos sísmicos aislados dentro de una sedimentación lacustre, más o menos constante a lo largo del tiempo, por lo que resultan de gran interés en el establecimiento de periodos de recurrencia de terremotos.

Se pueden diferenciar, de techo a muro, tres zonas o dominios de deformación dentro de un nivel de mezcla completamente desarrollado (Fig. VII.39):

- 1) nivel fluidificado
- 2) zona de deformación dúctil-frágil (fracturación y fragmentación de las varvas)
- 3) zona de deformación dúctil (nivel de plegamiento).

También se pueden observar distintos niveles de mezcla fosilizados en diferentes estadios evolutivos de su formación. Es decir, se puede deducir que, en función de la duración de un terremoto (suponiendo una magnitud constante), se van a observar diferentes pasos en la formación de los niveles de mezcla, aunque nuevamente entramos en la problemática de no poder saber si una





**Fig. VII.37.** Nivel de mezcla asociado a un evento sísmico, (Cuenca de Híjar). Nótese la diferencia de comportamiento frente a la deformación de muro a techo del nivel, que termina fluidificándose.



**Fig. VII.38.** Nivel de mezcla asociado a un evento sísmico (Cuenca de Híjar). Nótese el mayor grado de desorganización del nivel de deformación inferior.

determinada estructura se ha generado por un terremoto de gran magnitud y corta duración o por otro de baja magnitud y larga duración. Si se considera un sismo de magnitud determinada, en los primeros estadios de la formación de niveles de mezcla se va a generar una banda de plegamiento en la superficie del sedimento laminado (Fig. VII.40). Si el terremoto continúa actuando, este nivel plegado ya no podrá acomodar la deformación por plegamiento y comenzará a fracturarse. La banda de plegamiento migrará a un nivel inmediatamente inferior. En el siguiente estadio de deformación, el nivel superior fragmentado se fluidificará, la zona de plegamiento inferior se fragmentará y la banda de plegamiento migrará a un nivel infrayacente.

La deformación va migrando progresivamente de techo a muro de un nivel laminado a medida que va transcurriendo tiempo de duración del terremoto que lo ha generado. De esta manera, la

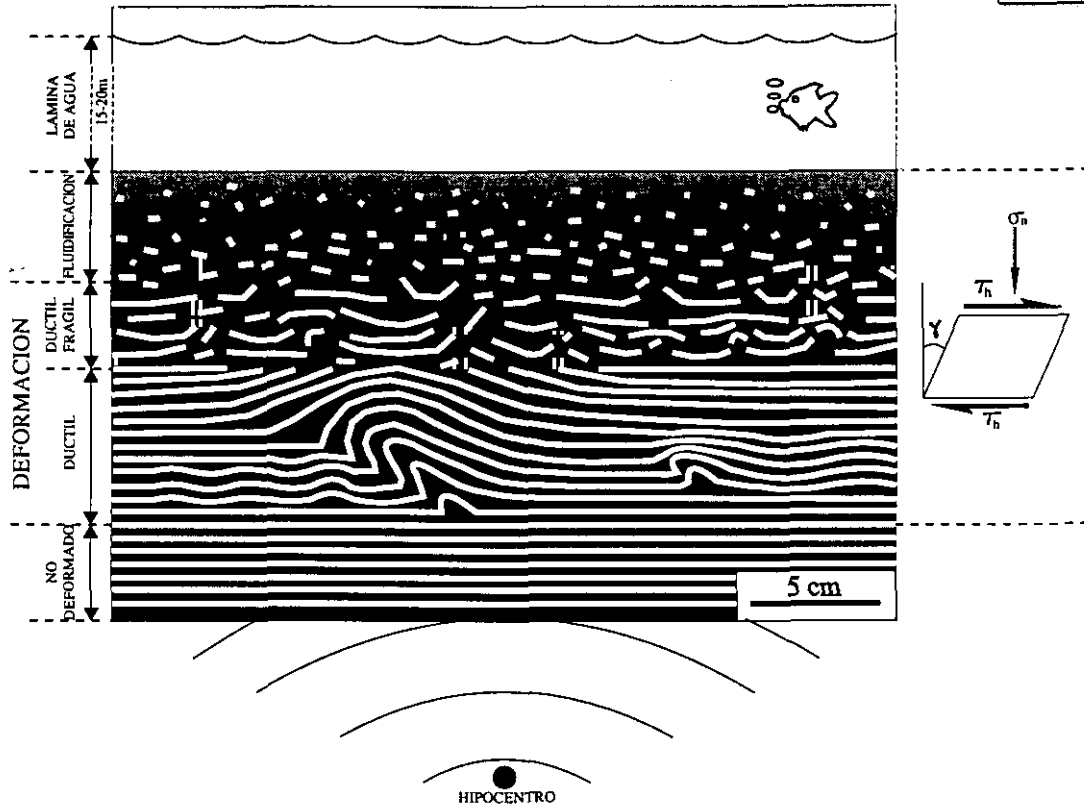


Fig. VII.39. Representación esquemática de un nivel de mezcla en el momento de su formación, a causa de movimientos de cizalla cíclicos en superficie generados por un terremoto. ( $\sigma_n$ = esfuerzo normal,  $\tau_h$ = esfuerzo de cizalla cíclico y  $\gamma$ = ángulo de deformación por cizalla).

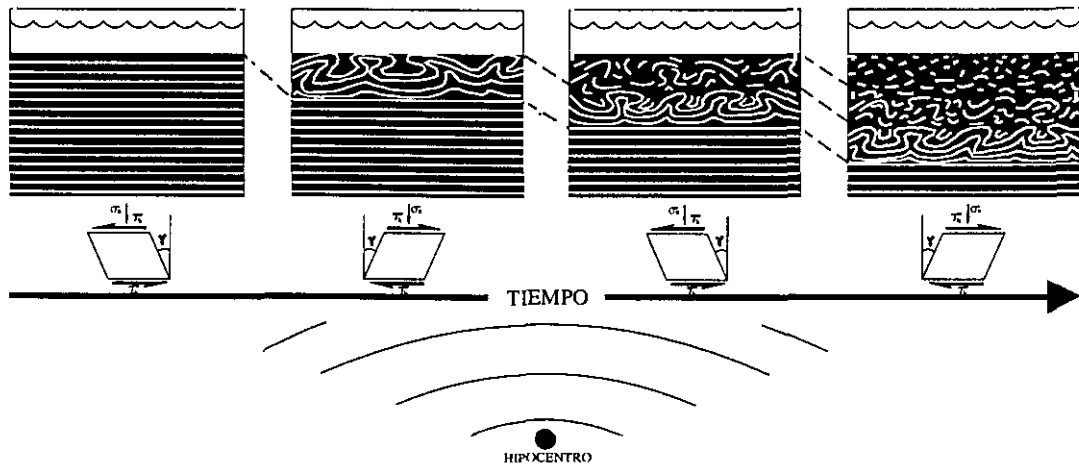


Fig. VII.40. Representación esquemática la evolución genética de un nivel de mezcla en el momento de su formación, a causa de movimientos de cizalla cíclicos en superficie generados por un terremoto. ( $\sigma_n$ = esfuerzo normal,  $\tau_h$ = esfuerzo de cizalla cíclico y  $\gamma$ = ángulo de deformación por cizalla).



deformación aumenta de muro a techo de la estructura. Pero esta deformación no continúa afectando a niveles más profundos de la columna estratigráfica depositada hasta el momento, sino que está condicionada por el aumento de la litificación con la profundidad del sedimento. La deformación se detendrá cuando la litificación sea lo suficientemente importante como para que las laminitas no se vean afectadas por los esfuerzos de cizalla en superficie. Los niveles de mezcla más potentes que se han observado en el área estudiada en el presente trabajo no superan los 15 cm. En algunos casos aparecen completamente desorganizados, sin que exista una gradación de la deformación. Esto indicaría que la duración o magnitud del evento sísmico que ha generado el nivel de mezcla ha sido lo suficientemente importante como para fluidificar todo el nivel, hasta el límite de consolidación del sedimento.

Para poder tener un mayor control sobre las relaciones existentes entre tiempos de duración de sismos, magnitudes y diferencias de comportamiento ante la deformación del sedimento en función de la litificación, en la génesis de niveles de mezcla sería necesario realizar ensayos de laboratorio. Pero si se tiene en cuenta que la duración de los terremotos, en la mayoría de los casos, suele ser corta, se puede establecer una relación entre la potencia del nivel de mezcla y la fuerza desestabilizadora (magnitud) que lo ha generado.

### **VII. 3. 5. Estructuras de licuefacción en intercalaciones de sedimentos turbidíticos dentro de niveles varvados**

Los sedimentos varvados tienen una baja susceptibilidad a la licuefacción debido a la ordenación interna de sus partículas, pero no ocurre lo mismo con las pasadas turbidíticas que se intercalan, ya que su desorganización interna es alta (ver apartado VII.3.1). Los sedimentos laminados actúan como capas confinantes cuando se produce la licuefacción de las turbiditas, las cuales intruyen dentro de aquellos. La morfología en sección perpendicular a la dirección que presentan estas estructuras es asimilable a un lacolito o champiñón con una altura de 1 a 1,5 cm.

Estas estructuras aparecen asociadas al evento de inicio " $E_0$ " de la columna de detalle elaborada en dicha cuenca (ver apartado VIII.2.3). Dentro de la estructura se pueden observar dos niveles de deformación diferentes: una zona con estructuras de licuefacción y una zona de plegamiento superior. Estos dos niveles están separados por una zona escasamente deformada (Fig. VII.41).

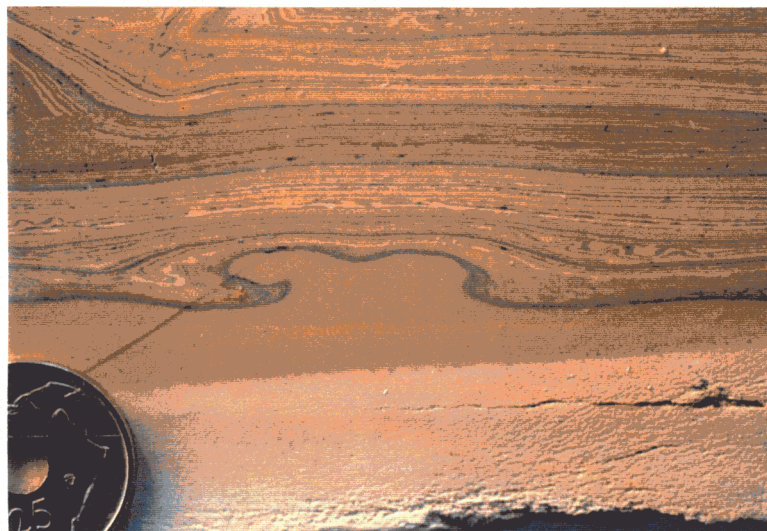
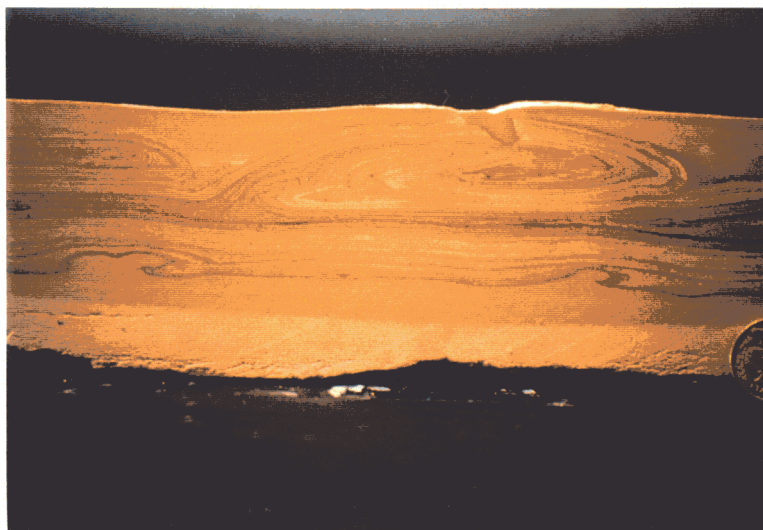
El nivel licuefactado es un depósito turbidítico abastecido por materiales intracuencales que no supera los 3 cm de potencia (Fig. VII.41). La licuefacción de la turbidita se produce por un aumento de la presión intersticial, al reorganizarse la estructura interna de partículas y migrar los fluidos arrastrando las partículas sólidas a zonas superiores, donde la presión es menor. Se produce entonces una intrusión forzada dentro de los sedimentos varvados suprayacentes, que se deforman plásticamente sin que existan fracturas previas que hayan facilitado la intrusión. Las laminitas se acomodan por plegamiento a la deformación producida por la intrusión, la cual adopta morfologías asimilables a un lacolito (Fig. VII.42). En algunos casos, las laminitas pueden llegar a romperse, si la intrusión es lo suficientemente importante. De este modo, existe una intrusión de limos licuefactados con transporte en la vertical, que posteriormente sufrirá una desviación del flujo en la





horizontal. Algunas estructuras presentan una marcada asimetría, con un único sentido de flujo en la horizontal. También se observan zonas incipientes de intrusión que deforman ligeramente los niveles superiores con antiformalas laxas, pero sin que se llegue a producir la intrusión.

**Fig. VII.41.** Estructura de licuefacción en limos, que intruyen en sedimentos varvados, asociada a un nivel de mezcla. Varvas lacustres silicificadas, Cuenca de El Cenajo.



**Fig. VII.42.** Detalle de una estructura de licuefacción en limos que intruyen en sedimentos varvados, asociada a un nivel de mezcla. Varvas lacustres silicificadas, Cuenca de El Cenajo.

Los sedimentos varvados actuaron como capas confinantes e impidieron que los limos licuefactados llegasen a niveles superiores o que pudieran extruir en el fondo del lago, desviando el flujo en la horizontal con una misma dirección pero en sentidos opuestos. La disposición tridimensional de estas estructuras no corresponde a lo que se podría considerar como diapiros aislados, sino que tienen una continuidad lateral importante (Fig. VII.43). La orientación de estas estructuras es N045E (Fig. VII.44), dispuestas paralelas a la laminación subhorizontal.

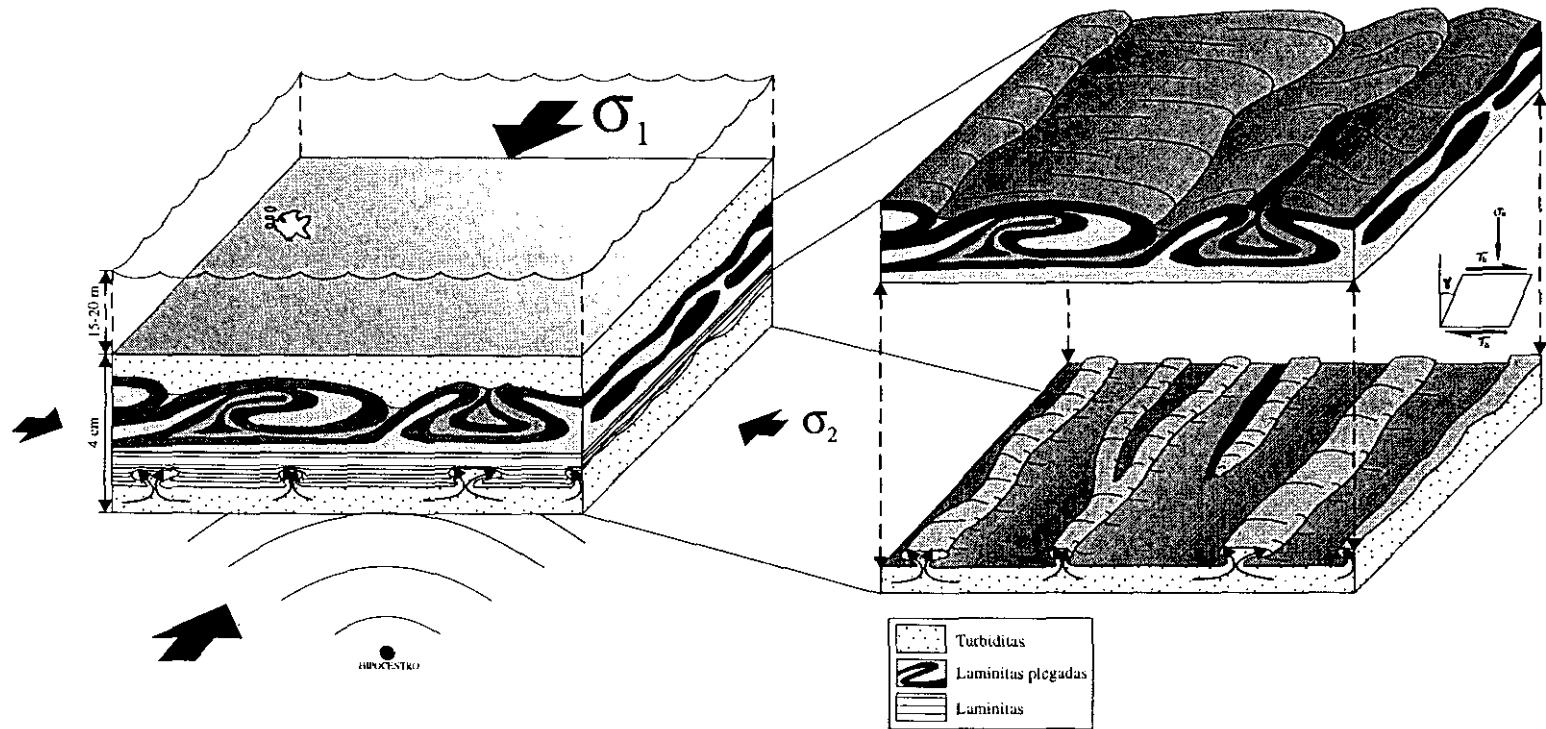
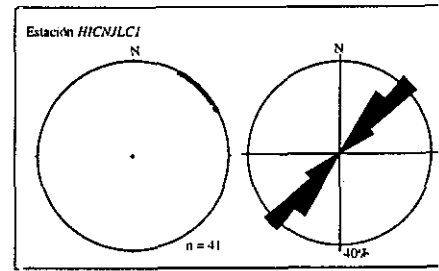


Fig. VII.43. Bloque diagrama esquemático de la génesis de estructuras de licuefacción en sedimentos turbidíticos dentro de varvas lacustres, durante un terremoto a causa de los esfuerzos de cizalla cíclicos en superficie. ( $\sigma_n$  = esfuerzo normal,  $\tau_n$  = esfuerzo de cizalla cíclico y  $\gamma$  = ángulo de deformación por cizalla).





La fracturación medida en afloramiento corresponde a fallas inversas de bajo ángulo de buzamiento y dirección N150E. La orientación del tensor de esfuerzos calculado por análisis poblacional de fallas, dispone a  $\sigma_1$  subhorizontal según los N050E, con  $\sigma_2$  perpendicular y  $\sigma_3$  en la vertical. Paralelas a la orientación de  $\sigma_1$  se generan zonas de debilidad de carácter extensivo, a favor de las cuales intruyen los limos licuefactados, de aquí se puede concluir que el campo de esfuerzos al que estaba sometido el sedimento en el momento de la intrusión era el mismo que el deducido con el análisis poblacional de fallas y condicionó el desarrollo de las intrusiones de limos.



**Fig. VII.44.** Representación estereográfica de direcciones de estructuras de licuefacción en sedimentos turbidíticos dentro de varvas lacustres, Cuenca de El Cenajo (Estación Cnjlc1).

En un nivel suprayacente, inmediatamente por encima de las intrusiones, aparece un conjunto laminado que no supera 1 cm de potencia, en el que no se observan deformaciones importantes. Tan solo aparecen antiformas muy laxas en las zonas donde existen intrusiones en la parte inferior. Por encima de este nivel se pueden observar pliegues recumbentes de geometría similar con doble vergencia, en un estrato de 2,5 cm como término medio. Sobre estas estructuras se depositó un sedimento turbidítico, que erosiona ligeramente en algunos casos las partes altas de este nivel plegado. La orientación de los ejes de estos pliegues es subparalela a la de las estructuras de licuefacción, con una vergencia predominante hacia el NO.

Las direcciones de estas estructuras es N040E, con lo que se pueden descartar los efectos de la pendiente, puesto que las fallas normales que limitan la cuenca y que controlan la pendiente de posicional son E-O, además de esto, la pendiente deposicional en el centro de la cuenca, donde se depositan los sedimentos laminados, debió ser prácticamente nula, por lo que podemos desechar todo efecto gravitacional. Si se produjesen cambios en la pendiente, por pequeños que sean, quedarían registrados con solapamientos (*onlap*) de laminitas. Por tanto, el efecto de un posible deslizamiento gravitacional queda descartado, así como cualquier influencia de carga sedimentaria brusca, ya que la tasa de sedimentación de varvas es muy lenta. El condicionamiento de la orientación de las licuefacciones con respecto al campo de esfuerzos es claro. Como conclusión de lo anterior, el mecanismo desencadenante de estas estructuras fue de origen sísmico al poderse descartar efectos de carga y pendiente. El nivel plegado de la parte superior de la estructura se ha interpretado como un nivel de mezcla sellado por una turbidita fluidificada durante el evento sísmico. Las estructuras debidas a licuefacción y el nivel de mezcla se generaron de forma simultánea durante el evento sísmico. Como ya ha mencionado anteriormente, este tipo de estructuras de licuefacción se generan con terremotos de magnitud superior a 5. Además, este sismo debió tener una corta duración, ya que el nivel de mezcla superior sólo alcanzó uno de los primeros estadios de formación de este tipo de estructuras. Ya que se ha observado gradación de la deformación en el desarrollo del nivel de mezcla, la turbidita que sella la estructura debe ser consecuencia de la fluidificación de sedimentos laminados próximos durante este evento sísmico. Toda la estructura aparece limitada, a muro y techo, por sedimentos laminados no deformados, lo que confirma que el mecanismo desencadenante de esta estructura es un evento brusco y aislado en el tiempo.



Morfologías diapíricas o en forma de champiñón, muy similares a las descritas anteriormente, ya han sido descritas por varios autores, tanto para sistemas sedimentarios lacustres como fluviales. Como tónica general también son de reducidas dimensiones e interpretan su origen como inequívocamente sísmico. Hempton y Dewey (1983) definen estructuras en champiñón (*mushroom*) en sedimentos lacustres recientes próximos a la Falla de Anatolia (SE de Turquía). Los materiales deformados corresponden a arcillas, limos y arenas de grano fino, dispuestos en estratos cuya potencia puede oscilar entre los 5,5 y los 50 cm. Asocian estas estructuras a eventos sísmicos de magnitud 7. Scott y Price (1988) también definen estructuras en champiñón en los sedimentos lacustres de la cuenca pliocuaternal de Burdun en el SO de Turquía. Interpretan su origen como sísmico y para otorgar una magnitud al terremoto que las generó recurren al registro histórico en el que localizan magnitudes máximas de 5 a 6. Seed e Idriss (1982) y Alfaro *et al.* (1995) definen estructuras similares, de 4 cm de potencia como máximo, en sedimentos fluviales. Dan un origen sísmico a estas estructuras, como respuesta a terremotos de magnitudes superiores a 5.

### VII. 3. 6. Deslizamientos subacuáticos (*slumps*)

Los deslizamientos subacuáticos son muy comunes en casi todas las cuencas lacustres neógenas del área de estudio. Fueron definidos por primera vez por Calvo y Elízaga (1985), a pequeña y gran escala y han sido posteriormente comentados e interpretados en diversos trabajos (Calvo y Elízaga, 1987; Elízaga y Calvo, 1988; Elízaga, 1990). Los *slumps* de pequeña entidad se asocian a una movilidad continua de las cuencas durante la sedimentación y se les otorga un carácter local. Los dos niveles de *slumps* identificados más importantes, que pueden alcanzar hasta los 50 m de potencia, se han reconocido en las cuencas de Camarillas-Las Minas y El Cenajo. La posición estratigráfica de estos dos "macroslumps" coincide para ambas cuencas y Elízaga (1990) interpreta que son el reflejo de un único evento sísmico importante de carácter regional. Las facies "slumpizadas" definidas por Elízaga (1990) para la Cuenca de Híjar no se han identificado como tal en afloramiento, por lo que serán omitidas.

Este nivel de "macroslump" representa una línea de tiempo regional que divide la sedimentación de las cuencas de Camarillas-Las Minas y de El Cenajo (Fig. VII.45 y VII.46). En la Cuenca de Camarillas-Las Minas el nivel de *slump* puede seguirse de este a oeste más de 5 km, variando su potencia de más de 50 m al oeste a unos 10 m en la zona del embalse de Camarillas (al este). Por tanto, el volumen de materiales removilizados en tal evento sísmico, supera seguramente los  $2 \times 10^6 \text{ m}^3$  sólo en esta cuenca (Elízaga, 1990).

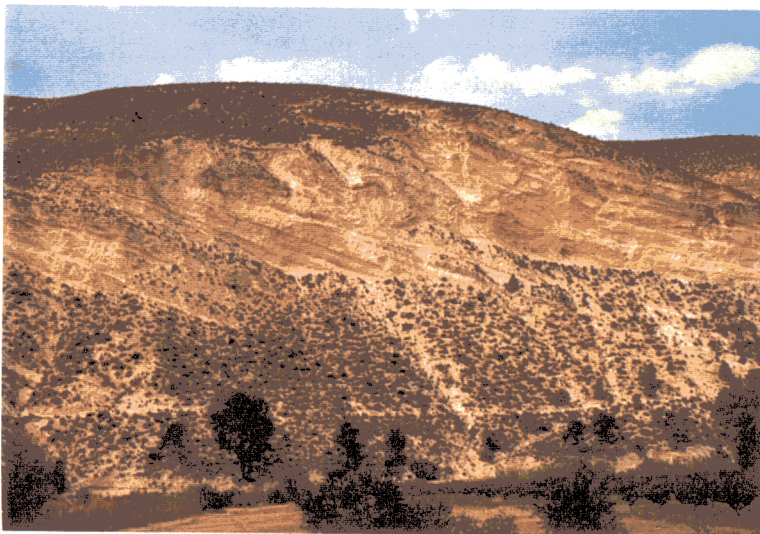
Según Elízaga (1990), la dirección de movimiento de los deslizamientos más importantes que dieron lugar al "macroslump" tienen una componente Sur en todas las cuencas y los materiales a los que afecta son los siguientes:

- a) en la base de los *slumps* suelen aparecer capas de terrígenos con elementos extracuencales (cuarcitas, calizas y dolomías) de granoselección negativa
- b) en los niveles medios aparecen capas de caliza con restos vegetales, gasterópodos, diatomitas y niveles de sílex. Pertenecen a zonas de plataforma. Generalmente, los pliegues del *slump* son antiformas apretadas de vergencia Sur con ejes axiales subparalelos a la base

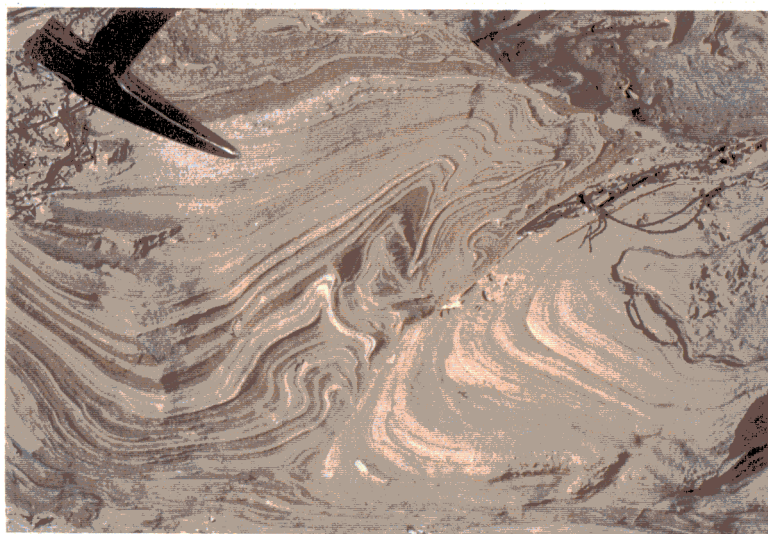


del deslizamiento

c) a techo aparecen calizas de plataforma mejor conservadas, con fallas lítricas internas y scars (cicatriz de deslizamiento subacuático) rellenos.



**Fig. VII.45.** Afloramiento del macroslump de la Cuenca de El Cenajo. En algunos puntos supera los 50 m de potencia.



**Fig. VII.46.** Detalle del afloramiento del macroslump de la Cuenca de El Cenajo.

La datación relativa de este nivel de “macroslump” se ha realizado por la localización de piroclastos a la base del mismo (Elízaga y Calvo, 1988; Elízaga, 1990). Estos piroclastos pertenecen a la erupción del volcán del Cerro del Monagrillo, de edad absoluta  $5,7 \pm 0,3$  m.a (Bellon *et al.*, 1981).



Los *slumps* de tamaño centimétrico a decimétrico no fueron tratados en profundidad por Elízaga (1990), quien los interpretó como removilizaciones locales sin continuidad lateral, asociados a pequeñas fallas sinsedimentarias o a movimientos halocinéticos de las facies evaporíticas del Keuper.

En el presente estudio, se ha llevado a cabo un tratamiento en profundidad de todas las estructuras de deslizamiento subacuático que se han localizado dentro de estas cuencas. La escala de las deformaciones abarca un rango muy amplio, desde estructuras centimétricas hasta métricas, y en algún caso decamétricas. Se han realizado un total de 351 medidas de ejes de pliegues de *slumps* repartidas en 23 estaciones de las cuencas de Híjar (4 estaciones), Elche de la Sierra-Cobatillas (1 estación), El Cenajo (9 estaciones) y Camarillas-Las Minas (9 estaciones) (Fig. VII.47).

### VII. 3.6.1. Geometría de los pliegues de los *slumps*

A continuación se pasa a describir las características de la geometría de los pliegues de los *slumps* estudiados en diferentes estaciones de medida de ejes de pliegues. En función de las diferentes características que presenten se podrán deducir datos como: la tasa relativa de desplazamiento, dirección y sentido de movimiento del deslizamiento, así como la orientación de la pendiente por la que deslizó.

La geometría de los pliegues puede ser muy variada, incluso dentro de un mismo afloramiento, reflejando múltiples estilos de deformación como consecuencia de procesos como desviación de la masa deslizada por obstáculos o pérdida brusca de la pendiente. Algunos de estos estilos, ya descritos por Allen (1982) (Fig. VII.48), se podrán contrastar en la descripción de las 23 estaciones de medida en las diferentes cuencas estudiadas.

Según Allen (1982) los flancos de los pliegues pueden ser paralelos a la estratificación con geometría recumbente (Fig. VII.48A) o desiguales disponiéndose en espiral (Fig. VII.48B). Los niveles de despegue subparalelos a la estratificación pueden ascender y formar apilamientos imbricados de fragmentos de estrato más o menos regulares (Fig. VII.48D y E). De estos niveles basales de despegue pueden partir sistemas de cabalgamientos imbricados (Fig. VII.48F). En estratos con pliegues en caja, es normal encontrar niveles de despegue a la base de éstos (Fig. VII.48G y H). Cuando el *slump* contiene capas litificadas, la deformación es frágil y produce acortamiento en el frente (apilamientos imbricados de fragmentos de capa) y estiramiento en la cabecera (Fig. VII.48I). Atendiendo a estas geometrías, y a modo de ejemplo, se pueden observar pliegues recumbentes en las estaciones CNJSL1, CNJSL7, CNJSL8 y CNJSL9. Se citan apilamientos imbricados de capas y sistemas de cabalgamientos en relevo en las estaciones CAMARSL5 y CAMARSL6; pliegues de eje vertical en la estación CNJSL4; pliegues recumbentes con pérdida del flanco inferior en la estación CAMARSL3. Esto solo son algunos de los ejemplos de la multitud de geometrías que se describen a continuación, por estaciones de medida y cuencas.

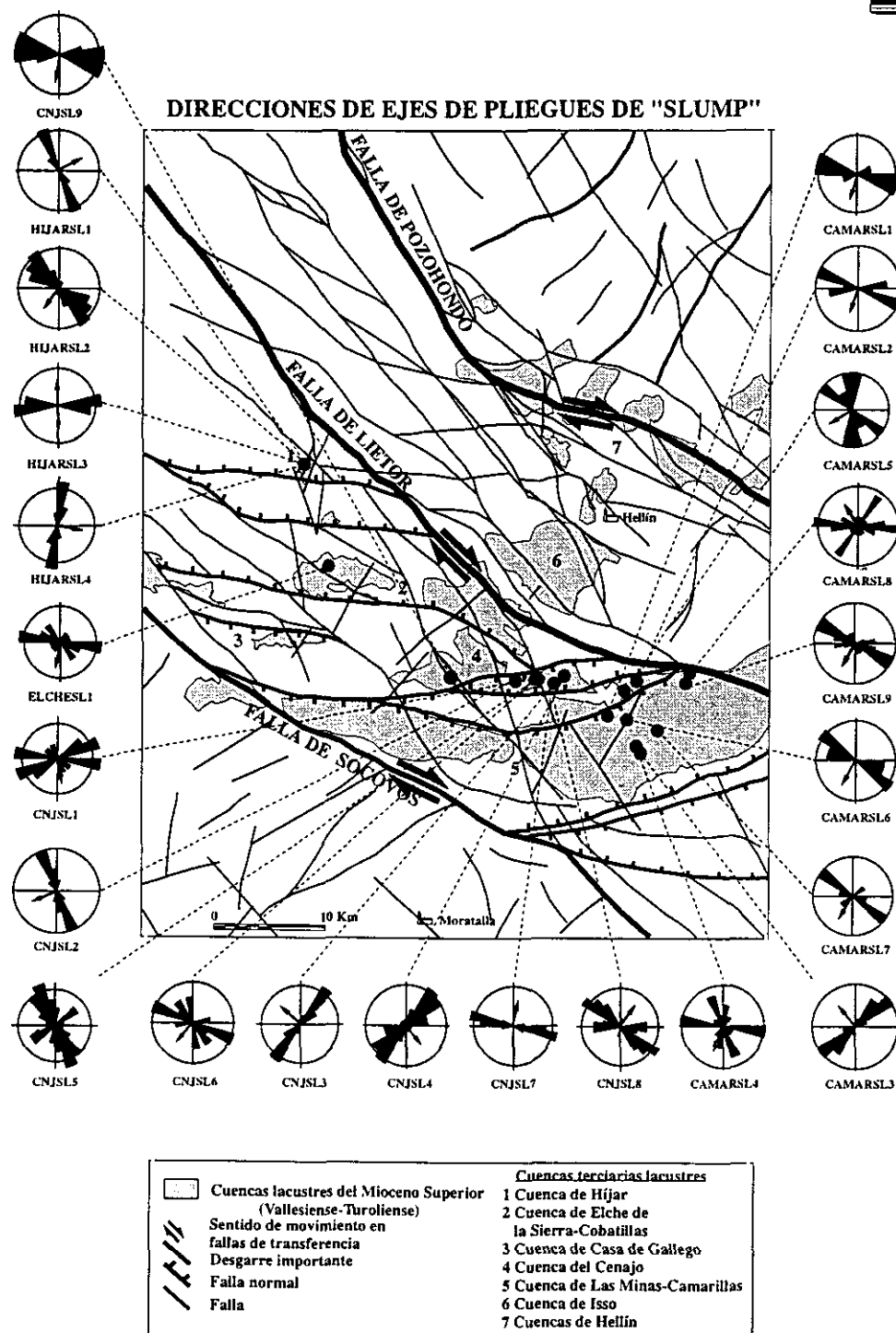


Fig. VII.47. Mapa de situación de estaciones de medida de ejes de pliegue de slump y rosas de direcciones, en la cuencas lacustres del Mioceno superior en la zona de estudio. Las flechas indican la el sentido de vergencia de los pliegues de slump.

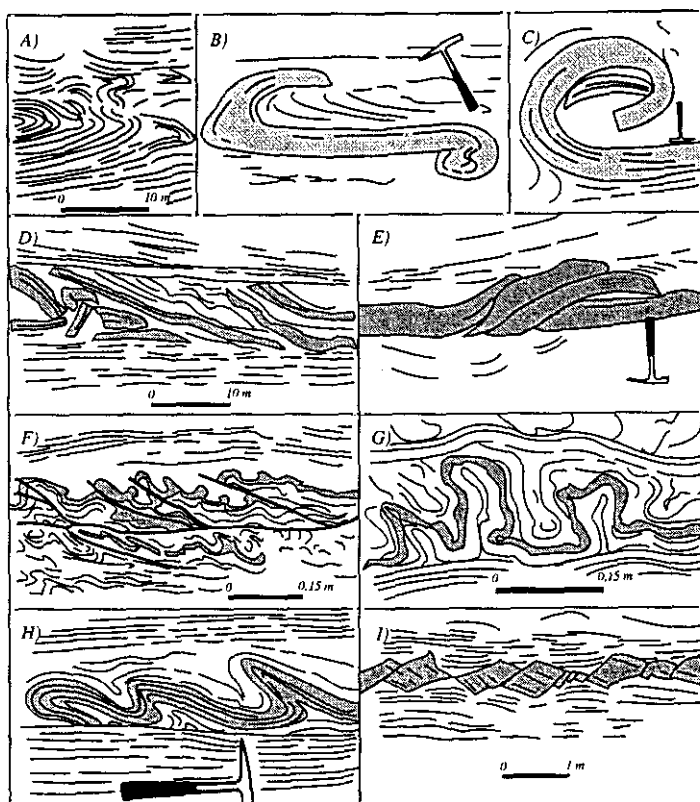


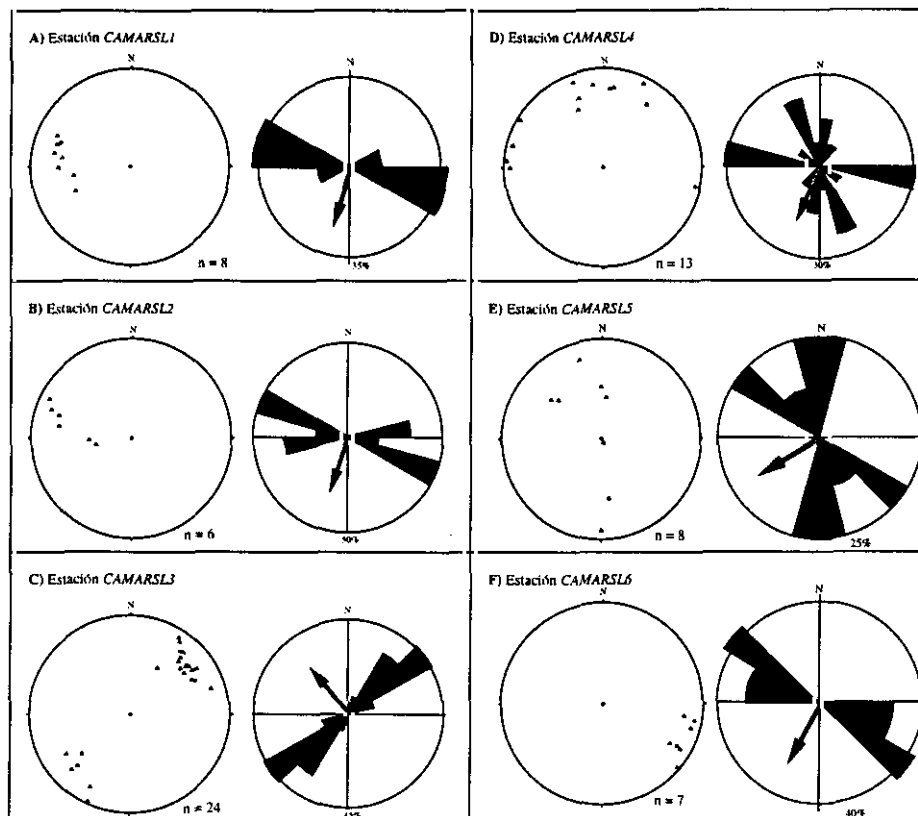
Fig. VII.48. Diferentes geometrías de pliegues asociados a slumps. Modificada de Allen (1982).

### Slumps de la Cuenca de Camarillas-Las Minas

En esta cuenca se localizan nueve estaciones de medida con 113 datos. Las direcciones medias de los ejes de los pliegues de *slump* son N110E y N045E, con algunas variaciones locales. La vergencia de los pliegues es mayoritariamente hacia el Sur, a excepción de las estaciones Camarsl3 y Camarsl8 que lo hacen hacia el NO.

#### Estación Camarsl1 (8 datos)

El nivel deslizado tiene aproximadamente 3 m de potencia. Los ejes de los pliegues de *slump* tienen una dirección media hacia los N096E, con un porcentaje máximo del 37% y vergencia Sur (Fig. VII.49A). Los pliegues son recumbentes, producidos por deformación dúctil, conservando el espesor de las capas. La aparición de pliegues recumbentes indica que se han formado durante el transporte de la masa deslizada, pero la traslación no ha sido muy importante, pues que, son de estilo paralelo y no aparece ningún pliegue similar. Por tanto, La deformación es por cizalla pura, característica de los primeros estadios del transporte. La estación se localiza muy cerca de la falla normal que limita la cuenca al Norte.



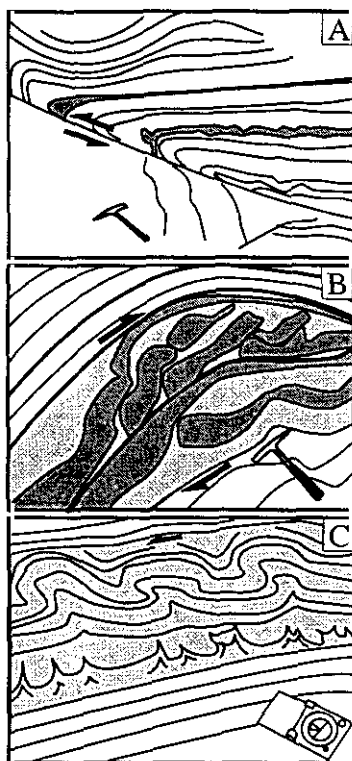
**Fig. VII.49.** Representación estereográfica y rosas de direcciones de ejes de pliegues de slump de estaciones de medida tomadas en la Cuenca de Camarillas- Las Minas. La flecha indica el sentido de buzamiento de la pendiente.

#### **Estación Camarsl2 (8 datos)**

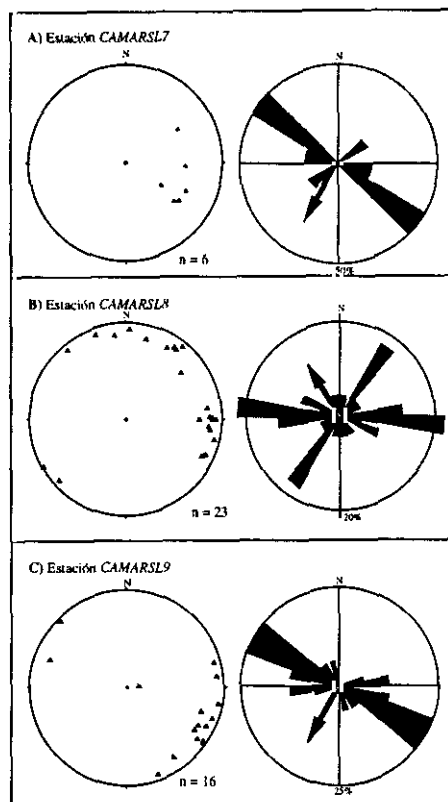
La estación se sitúa en el borde Norte de la cuenca en un nivel deslizado de 49 m de potencia, definido por Elízaga (1990) otorgándole un origen sísmico. La orientación media de los ejes de los pliegues de slump es N100E, con un porcentaje máximo del 50% y vergentes al Sur (Fig. VII.49B). La deformación que presenta es intensa y de carácter dúctil. Su límite inferior son calizas con intercalaciones de margas y a techo queda sellado por una alternancia de calizas y margas.

#### **Estación Camarsl3 (24 datos)**

El nivel deslizado tiene 2,5 m de potencia y contiene pliegues recumbentes de geometría similar y vergencia Norte (Fig. VII.50A). La dirección media de los ejes de los pliegues es N045E con un porcentaje máximo del 44% (Fig. VII.49C). Esta dirección es subparalela a las fallas normales que limitan la cuenca al Norte y al Sur en este área. La deformación es dúctil por cizalla simple y en algunos casos se pierde el flanco inferior del pliegue recumbente. Todo esto nos indica que el transporte ha sido importante.



**Fig. VII.50.** Esquemas de pliegues de slump en la Cuenca de Camarillas-Las Minas para las estaciones de medida: A) Camarsl3, B) Camarsl5 y C) Camarsl6.



**Fig. VII.51.** Representación estereográfica y rosas de direcciones de ejes de pliegues de slump de estaciones de medida tomadas en la Cuenca de Camarillas- Las Minas. La flecha indica el sentido de buzamiento de la pendiente.

#### **Estación Camarsl4 (13 datos)**

"Microslump" de 7 cm de potencia con escasa deformación, dos direcciones principales, una N-S y otra E-O con una dirección media hacia los N155E y un porcentaje máximo del 30% (Fig. VII.49D). La vergencia es al O-SSO.

#### **Estación Camarsl5 (8 datos)**

Situada en el borde Norte de la cuenca, pertenece al nivel de "macroslump" que divide la sedimentación de la cuenca. La potencia del nivel deslizado supera los 40 m. La deformación es intensa, aparecen pliegues de escala métrica con doble vergencia. La deformación es plástica principalmente, observándose capas más consolidadas que se deforman frágilmente dando geometrías de duplex de cabalgamiento en el núcleo de anticlinales asimétricos (Fig. VII.50B). También se observan pliegues recumbentes similares (de escala métrica) que marcan una vergencia y dirección de transporte hacia el SE. La dirección de los ejes de los pliegues tiene una moda





principal N-S con un porcentaje máximo del 25% y una minoritaria hacia los N130E (Fig. VII.49E).

#### **Estación Camarsl6 (7 datos)**

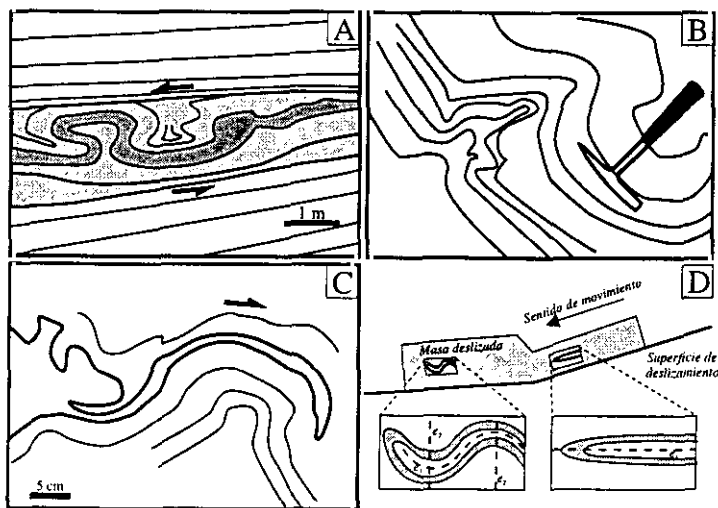
Se localiza dentro de los estratos que representan los primeros estadios de sedimentación de la cuenca y corresponde a un "microslump" de 30 cm de potencia, con pliegues en rodilla en relevo. La deformación es plástica, con geometrías similares en los pliegues. La dirección media de los ejes de los pliegues es N130E con un porcentaje máximo del 40% y vergencia SO (Fig. VII.49F). Asociados a este slump se pueden observar estructuras de escape de fluidos, en un nivel de 15 cm de potencia situado bajo el deslizamiento. La génesis de estas estructuras de licuefacción es posible que se deba a los efectos de carga producido por el slump.

#### **Estación Camarsl7 (6 datos)**

En este afloramiento se puede observar un "microslump" de 20 cm de potencia, en el que el carácter de la deformación es plástico. Perteneció a los últimos tramos de los sedimentos que rellenan la cuenca. Los pliegues son recumbentes con geometría similar, por lo que se puede deducir que el transporte ha sido importante. La dirección media de los ejes de los pliegues es N125E con un porcentaje máximo del 50% y una vergencia o dirección de transporte hacia el SO (Fig. VII.51A).

#### **Estación Camarsl8 (23 datos)**

El nivel deslizado tiene una potencia de 1,8 m y está incluido dentro de la última etapa de sedimentación de la cuenca. Aparece intensamente deformado con pliegues vergentes tanto al NO como al SE (Fig. VII.52A). Pero la aparición de sistemas de pliegues asimétricos imbricados y



**Fig. VII.52.** Esquemas de pliegues de slump en la Cuenca de Camarillas-Las Minas para las estaciones de medida: A) Camarsl y, B) y C), Camarsl9. D) Génesis por buckling de pliegues replegados, de plano axial vertical, durante el acortamientos de la unidad deslizada. Modificada de Farrell y Eaton (1987).

pliegues recumbentes similares (a muro del estrato) con vergencia NO, indican que esta sería la dirección de transporte. La dirección media de los ejes de los pliegues es E-O con un porcentaje máximo del 20%, con una moda minoritaria N050E (Fig. VII.51B). Esta segunda moda es la que marcan los pliegues imbricados y recumbentes similares, que indican que el transporte ha sido importante.

#### **Estación Camarsl9 (16 datos)**

Esta estación también se incluye dentro de la Unidad Superior Camarillas. Se pueden observar pliegues recumbentes



similares con una intensa deformación por cizalla simple, que indican su alta tasa de transporte (Fig. VII.52B). La importancia del transporte en este deslizamiento también queda reflejado en la aparición de pliegues con doble vergencia y replegados (Fig. VII.52C). La causa de que algunos pliegues recumbentes aparezcan replegados es que la masa deslizada pueda haber encontrado algún obstáculo o que la pendiente pase bruscamente a ser nula (Fig. VII.52D), de este modo, los pliegues generados durante el arrastre sufren una nueva "fase de deformación". La orientación media de los ejes de los pliegues es N120E con un porcentaje máximo del 25% y una dirección de transporte hacia el SO (Fig. VII.51C).

### Slumps de la Cuenca de El Cenajo

En esta cuenca se han medido 182 ejes de pliegues de *slump* repartidos en nueve estaciones. La dirección principal de ejes de pliegue en la cuenca es N045E con una moda minoritaria que presenta mayor dispersión E-O.

#### Estación Cnjsl1 (10 datos)

Este *slump* tiene una potencia de 50 m y según Elízaga (1990) correlacionable con el "macroslump" de la cuenca de Camarillas-Las Minas (estaciones Camarsl2, Camarsl5 y Camarsl8), (Fig. VII.53A). Abundan los pliegues en rodilla y los pliegues recumbentes similares con pérdida del flanco inferior. La deformación es dúctil por cizalla simple, como en el caso de la cuenca de Camarillas-Las Minas, confirmando que la traslación del deslizamiento ha sido importante. La dirección media de los ejes de los pliegues de *slump* es N078E, con un porcentaje máximo del 30% (Fig. VII.54A). La vergencia es al Sur.

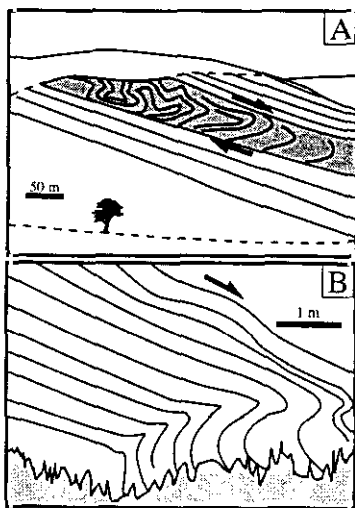


Fig. VII.53. Esquemas de pliegues del "macroslump" en la Cuenca de El Cenajo. A) vista general y B) detalle de uno de sus pliegues.

#### Estación Cnjsl2 (8 datos)

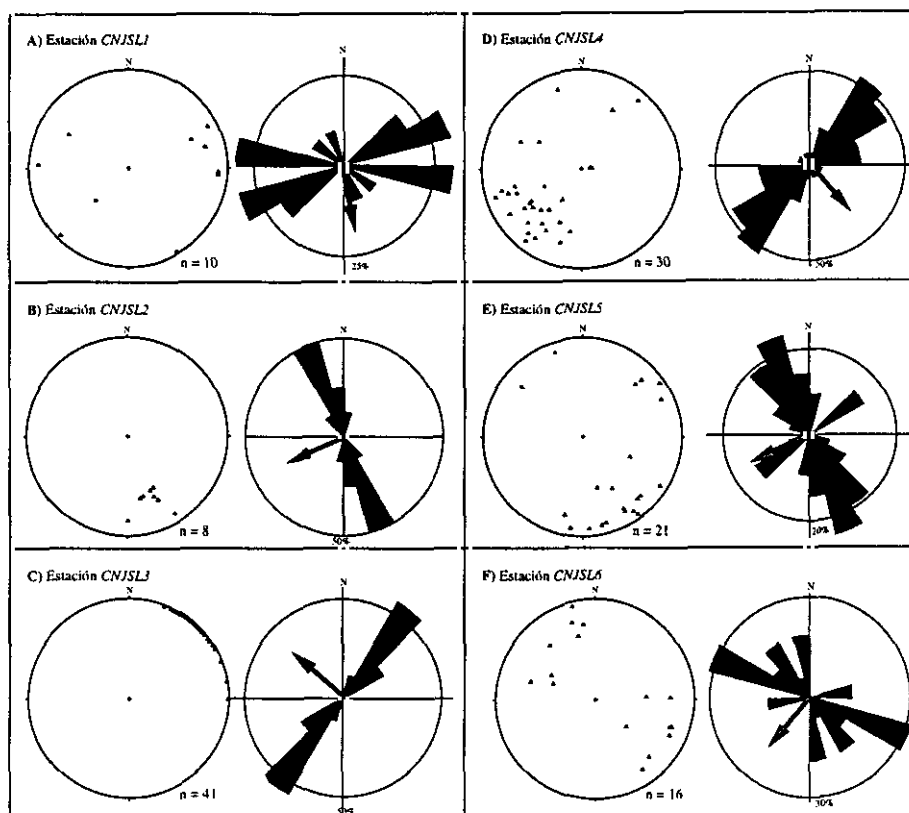
Es un "Microslump" de 14 cm de potencia que afecta a un nivel de calizas con laminación interna. Pertenece a los sedimentos que se disponen por encima del "macroslump" en el borde Sur de la cuenca de El Cenajo. Los pliegues son asimétricos y conservan el espesor de la capa. La deformación es dúctil por cizalla pura, sin que parezca que el deslizamiento haya sido importante. La dirección media de los ejes axiales de los pliegues del *slump* es N160E, con un porcentaje máximo del 50% y vergentes al Este (Fig. VII.54B).

#### Estación Cnjsl3 (59 datos)

La potencia de este "Microslump" es de 2,5 cm, situado en la mitad este de la Cuenca de El Cenajo. La inmersión de estos ejes es casi nula, puesto que son paralelos a la estratificación subhorizontal. Son pliegues recumbentes de geometría similar, deformados dúctilmente por cizalla



simple. Este *slump* está asociado a estructuras de licuefacción a pequeña escala que aparecen a muro de este (ver apartado VII.3.5.). Intercalado entre estas dos estructuras hay un conjunto poco deformado de laminitas de 1 cm de potencia. Las orientaciones de los ejes de pliegues de *slump* son paralelas a las direcciones de las estructuras de licuefacción y es N040E (Fig. VII.54C).



**Fig. VII.54.** Representación estereográfica y rosas de direcciones de ejes de pliegues de slump de estaciones de medida tomadas en la Cuenca de El Cenajo. La flecha indica el sentido de buzamiento de la pendiente.

#### **Estación Cnjsl4 (30 datos)**

Esta estación se ha medido dentro del nivel de "macroslump" que marca la separación de las dos etapas principales de sedimentación de la cuenca. La potencia del deslizamiento en este punto supera los 30 m. La deformación que presenta es muy importante con una gran desorganización interna. En la zona basal del deslizamiento se puede observar una zona de deformación dúctil muy desarrollada de 1 m de potencia. En esta zona, deformada por cizalla simple, se pueden observar pliegues recumbentes de geometría similar (escala decimétrica). Vergen al SE e indican una dirección de transporte en esta dirección. En zonas medias del deslizamiento se desarrollan pliegues métricos y aparecen bloques de capas calcáreas que pueden superar los 5 m de longitud. Por último en las zonas más altas del deslizamiento se pueden observar capas replegadas, con ejes de pliegues subvericales en algunos casos (Fig. VII.55A). Estas últimas capas muestran una deformación importante, ya que se encontrarían menos litificadas



que el resto de la serie en el momento del deslizamiento. Estos pliegues también aparecen replegados por pliegues de los últimos estadios de transporte del deslizamiento. Según las características de la deformación en este punto, se puede deducir que el transporte ha sido importante. En este punto los materiales diatomíticos y calcáreos de zonas internas del lago, aparecen mezclados con sedimentos detríticos de facies de borde. Los materiales de borde afloran a unos 100 m de este afloramiento, por lo que la tasa de transporte ha podido superar esta cantidad. La dirección de los ejes de los pliegues es N030E con un porcentaje máximo del 50% y una dirección de transporte hacia el SE (Fig. VII.54D).

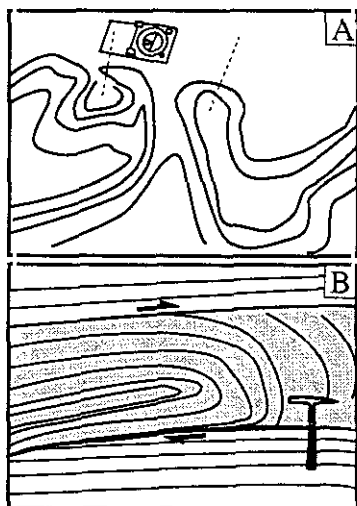


Fig. VII.55. Esquemas de pliegues de slump en la Cuenca de El Cenajo para las estaciones de medida: A) Cnjsl4 y, B) Cnjsl7.

#### *Estación Cnjsl5 (21 datos)*

Estación de medida situada por encima del "macroslump", junto al diapiro del borde Norte de la cuenca. La potencia del nivel deslizado es de 2,5 m. Aparecen pliegues recumbentes paralelos y sistemas de "cabalgamientos" imbricados de escala métrica, que indican una dirección de transporte hacia el SO. También se pueden observar pliegues recumbentes de vergencia contraria pero son menos abundantes y no presentan estructuras menores (pliegues asimétricos o cabalgamientos) que indiquen una dirección de transporte clara. La deformación es dúctil pero no aparecen pliegues de geometría similar. La dirección media de los ejes de los pliegues es N160E, con un porcentaje máximo del 20% y una dirección de transporte hacia el SO (Fig. VII.54E). También aparece una moda minoritaria subperpendicular, asociada a pliegues menores situados entre dos pliegues recumbentes mayores de vergencias contrarias. Esta situación hace que los sedimentos intermedios, situados entre los dos pliegues recumbentes, escapen en una dirección perpendicular a la dirección de transporte de los pliegues mayores, generando pliegues perpendiculares a los primeros.

#### *Estación Cnjsl6 (16 datos)*

Este afloramiento está también situado en el borde Norte de la cuenca junto al diapiro más nororiental de la misma. Corresponde al nivel de "macroslump" más importante, con el que se inicia la sedimentación de la última etapa de sedimentación de la cuenca. La deformación es muy intensa, apareciendo pliegues recumbentes de geometría similar (escala métrica), replegados por pliegues generados en los últimos estadios de transporte. Estos últimos pliegues también tienen sus planos axiales paralelos a la superficie de despegue, que en este caso es la estratificación. En algunos casos también se pueden apreciar pliegues de eje vertical, que confirman la importancia del transporte en este deslizamiento. La dirección del transporte es hacia el SO, con una dirección media de ejes de pliegue N110E (porcentaje máximo del 30%)(Fig. VII.54F).



### Estación Cnjsl7 (9 datos)

Slump de 50 cm de potencia situado en la zona central de la cuenca (de la mitad Este), dentro de la Unidad Superior Camarillas. Este deslizamiento está caracterizado por la aparición de pliegues recumbentes de geometría similar (Fig. VII.55B). La geometría de estos pliegues y su intensa deformación por cizalla simple indican su alta tasa de transporte hacia el Norte. La orientación media de los ejes de los pliegues es N100E con un porcentaje máximo del 45% (Fig. VII.56A).

### Estación Cnjsl8 (21 datos)

Nivel de "macroslump" situado en el borde Sur de la cuenca de El Cenajo, en su mitad este. Las observaciones se han realizado a techo del nivel deslizado, en el que se observa una importante deformación. En algunos puntos aparecen fragmentos de pliegues incluidos dentro de una matriz diatomítica (Fig. VII.57A). Se observan pliegues recumbentes de geometría similar en niveles de decimétricos y métricos (Fig. VII.57B) de potencia, que indican una dirección de transporte al NE. Tanto por la geometría de los pliegues como por el alto grado de desorganización se puede deducir

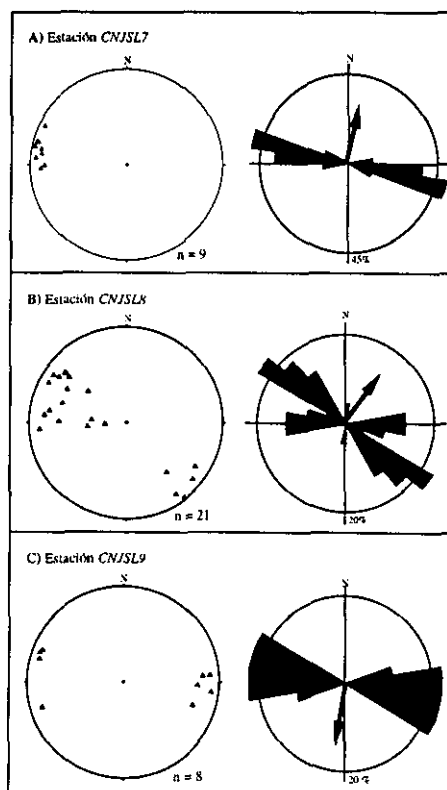


Fig. VII.56. Representación estereográfica y rosas de direcciones de ejes de pliegues de slump de estaciones de medida tomadas en la Cuenca de El Cenajo. La flecha indica el sentido de buzamiento de la pendiente.

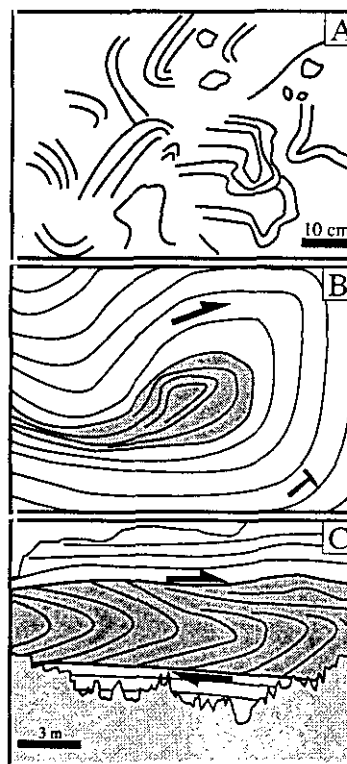


Fig. VII.57. Esquemas de pliegues de slump en la Cuenca de El Cenajo para las estaciones de medida: A) y B), Cnjsl8, y C) Cnjsl9.



que la tasa de transporte de este "macroslump" ha sido importante en este punto. La distancia desde esta estación de medida al borde Sur de la cuenca es de unos 1000 m. En este afloramiento no aparecen sedimentos detríticos (aflorantes a 500 m al Sur de este punto) del borde mezclados con los diatomíticos (característicos de las zonas internas) por lo que el transporte no ha podido superar los 500 m. La dirección media de los ejes de los pliegues es N135E con un porcentaje máximo del 20% y una moda minoritaria E-O (Fig. VII.56B).

#### **Estación Cnjsl9 (8 datos)**

Esta estación corresponde al mismo nivel de "macroslump" que la estación anterior, pero en un punto situado en la mitad Oeste de la cuenca, concretamente en la rambla Blanca. Es este punto alcanza una potencia de 8 m, con pliegues recumbentes de geometría similar (Fig. VII.57C). En algunas zonas se puede observar deformación frágil, con bloques métricos de capas carbonáticas masivas consolidadas antes del deslizamiento. En estas zonas de deformación frágil, donde aparecen calizas tableadas, se generan pliegues asimétricos (escala métrica), que se desarrollan a favor de un nivel de despegue paralelo a la estratificación. La dirección de estos ejes de pliegues es E-O con un porcentaje máximo del 20% y transporte hacia el Sur (Fig. VII.56C).

#### **Slumps de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas**

Los *slumps* son escasos y no fueron descritos por Elízaga (1990). Las condiciones de afloramiento no son buenas puesto que los materiales lacustres están cubiertos por derrubios cuaternarios, pero abundan las explotaciones de diatomitas, ofreciendo buenos cortes. Solo se ha podido localizar una estructura de deslizamiento significativa.

#### **Estación Elchesl1 (12 datos)**

Afloramiento localizado en la explotación de diatomitas de Celite-Hispánica, la más importante del área. El nivel deslizado corresponde a 9 cm de calizas tableadas (aproximadamente 1 cm de potencia cada estrato). La deformación es dúctil por cizalla simple con adelgazamiento en los flancos y engrosamiento en las charnelas. El adelgazamiento en los flancos puede llegar incluso a producir *boudinage* del conjunto de las láminas calcáreas. Los ejes de los pliegues aparecen rotados pero subparalelos a la estratificación, es decir son pliegues de charnela curvilínea (Fig. VII.58). La dirección media de estos ejes es N106E (Fig. VII.59) y vergencia Sur.

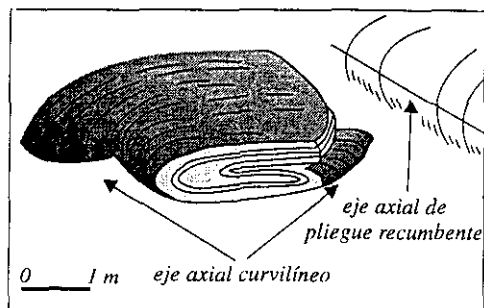


Fig. VII.58. Pliegue isoclinal replegado. Modificada de Farrell y Eaton (1987).

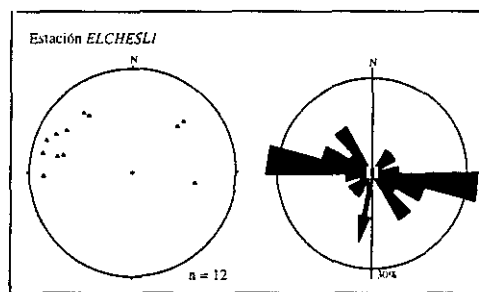


Fig. VII.59. Estereográfica y rosa de direcciones de ejes de pliegues de slump de la estación Elchesl1.



## Slumps de la Cuenca de Híjar

La cuenca de Híjar es la que tiene un mayor control tectónico, puesto que se encuentra limitada por cuatro fallas normales subperpendiculares entre sí. Dos de dirección N10E y dos de dirección N110E. La orientación de esta cuenca, de unos 3,5 Km<sup>2</sup> de superficie, es perpendicular al resto de las cuencas neógenas del área. Se han establecido cuatro estaciones de medida con 44 ejes de pliegues de *slump*.

### Estación HíjarSL1 (4 datos)

El *slump* afecta a sedimentos varvados con su estructura laminar alterada. Estos niveles de laminaciones silicificadas forman parte de un conjunto tableado con alternancias de margas. Las condiciones de afloramiento para observar las direcciones de los ejes de los pliegues no son buenas, debido a la silicificación de estos niveles. La orientación media de los ejes es N156E, con vergencia NE (Fig. VII.60A). Estos *slumps* se han formado por deformación dúctil por cizalla simple. Los pliegues son asimétricos volcados, sin llegar a tener geometría recumbente.

### Estación HíjarSL2 (21 datos)

Es el *slump* con mayor potencia de los hallados en la cuenca de Híjar (26 cm de potencia). La deformación que presenta es muy importante, con pliegues de plano axial buzando 45° con respecto a la estratificación y vergentes al SO (Fig. VII.61A). La orientación media de los ejes axiales de los pliegues del *slump* es N132E, con un porcentaje máximo del 31% (Fig. VII.60B).

### Estación HíjarSL3 (7 datos)

Consta de dos niveles deslizados de vergencias opuestas, separados por un estrato calcáreo de 15 cm de potencia. El primer *slump* tiene un espesor de 12 cm y presenta un conjunto de pliegues imbricados vergentes al Sur (Fig. VII.61B). La deformación es dúctil por cizalla simple con geometría similar. El *slump* del nivel superior tiene una potencia de 16 cm y corresponde a pliegues recumbentes que presentan estiramiento de las capas por procesos de *boudinage* (Fig. VII.61C). Por tanto, el tipo de deformación es el mismo que en el del caso anterior. La orientación de los ejes de los pliegues de estos dos *slumps* es

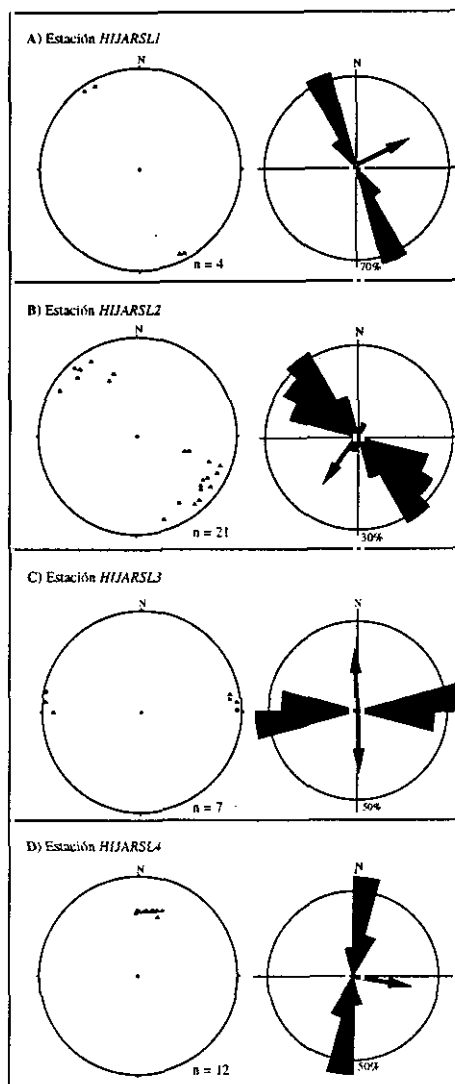


Fig. VII.60. Representación estereográfica y rosas de direcciones de ejes de pliegues de *slump* de estaciones de medida tomadas en la Cuenca de Híjar. La flecha indica el sentido de buzamiento de la pendiente.

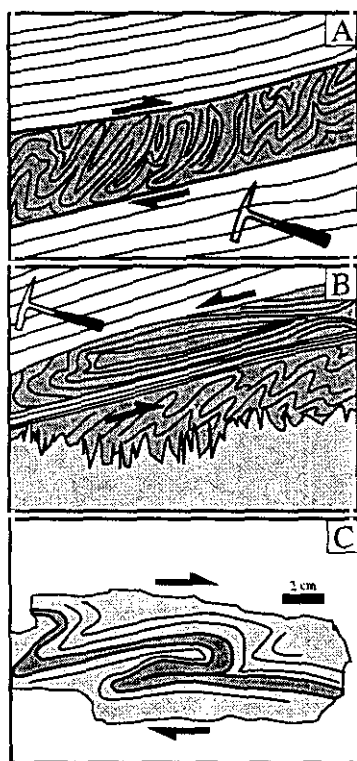


Fig. VII.61. Esquemas de pliegues de slump en la Cuenca de Híjar para las estaciones de medida: A) Híjarsl2, B) Híjarsl3 y C) Híjarsl4.

sería subparalela a las directrices de las principales fallas normales que limitan las cuencas. La segunda moda N045E no se dispone paralela a ninguna estructura. Tan solo se aproxima a la dirección N060E de la familia de desgarres diestros de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, o las fallas normales que limitan la mitad Este de la Cuenca de El Cenajo (varían su dirección del oeste hacia el este, de E-O a N060E). Por tanto, las pendientes deposicionales a partir de las cuales se produjeron estos deslizamientos, condicionadas por los principales sistemas de fracturas que afectaron a las cuencas. Si se proyectan los datos pertenecientes a cada cuenca por separado podemos observar que:

- En la Cuenca de Camarillas-Las Minas (113 datos) aparecen dos modas principales, una N110E con un porcentaje máximo del 10% y otra N045E (del 8%), con

prácticamente paralela, con una dirección media según los N088E, con un porcentaje máximo del 57% (Fig. VIII.60C). La vergencia opuesta de estos dos *slumps* tan próximos en el tiempo, confirma la inestabilidad de la cuenca de Híjar durante la sedimentación.

#### Estación Híjarsl4 (12 datos)

Este *slump*, de 6 cm de potencia, pliega conjuntos de laminitas que alternan con margas, como en el caso de la estación Híjarsl1, muy próxima a ésta. Las laminitas presentan alteraciones en su estructura planar, que puede estar ligada a una actividad sísmica de fondo. La deformación es dúctil por cizalla simple con geometría similar de los pliegues. Los planos axiales no superan los 40° de buzamiento e incluso pueden ser subparalelos a la estratificación (Fig. VII.61C). La orientación media de los ejes es N10E, con un porcentaje máximo del 58% (Fig. VII.60D).

#### VII.3.6.2. Principales directrices de ejes de pliegues de deslizamientos subacuáticos (*slumps*)

El conjunto de los datos de los ejes de pliegues de *slumps* de las cuencas de Camarillas-Las Minas, El Cenajo, Elche de la Sierra-Cobatillas e Híjar suma un total de 351 datos. Si se proyectan todos estos ejes en una rosa de direcciones, se obtienen dos modas principales una N045E y otra N100E (Fig. VII.62). La segunda moda presenta una mayor dispersión y

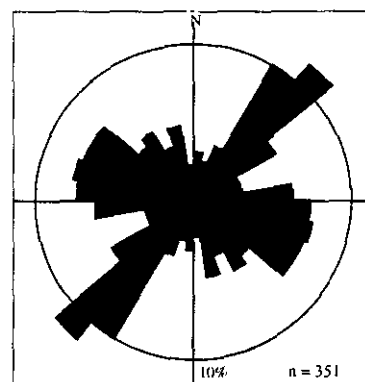


Fig. VII.62. Rosa de direcciones de ejes de pliegues de slump de todas las cuencas en conjunto (Camarillas-Las Minas, El Cenajo, Híjar y Elche de la Sierra-Cobatillas).





una moda minoritaria N-S (del 4%) (Fig. VII.63A). La principal dirección de transporte es hacia el SE.

- Para la Cuenca de El Cenajo (182 datos), la moda principal es N045E con un porcentaje máximo del 14% y una moda minoritaria E-O (Fig. VII.63B). La principal dirección de transporte en la zona este de la cuenca es hacia el norte, mientras que en la zona oeste es hacia el sur.
- La Cuenca de Híjar (44 datos) presenta una mayor dispersión en los datos, con una moda principal hacia los N155E (porcentaje máximo del 10%) y dos modas minoritarias N-S y E-O (Fig. VII.63C). Las direcciones de transporte son en todas direcciones.
- En la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas se dispone tan sólo de una estación (estación ElchesI1 con 12 datos (Fig. VII.59), que da una dirección media E-O, con un porcentaje máximo del 33% y una dirección de transporte hacia el sur.

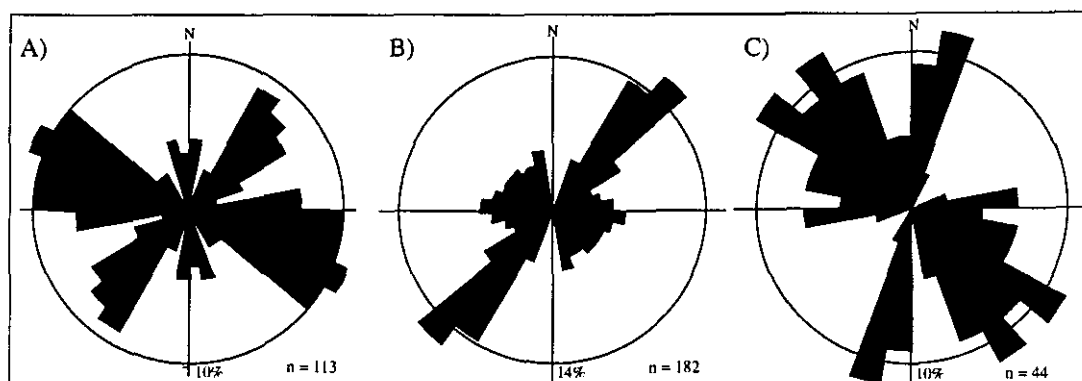


Fig. VII.63. Rosa de direcciones de ejes de pliegues de slump del total de los datos para las cuencas de: A) Camarillas-Las Minas, B) El Cenajo y C) Híjar.

Por tanto, las pendientes deposicionales a favor de las cuales se producen estos deslizamientos subacuáticos parecen estar condicionadas por las fallas normales E-O que limitan las cuencas y por los sistemas de desgarres diestros N060E. Este último sistema de desgarres tiene una importante componente normal, que generó basculamientos de bloques dentro de las cuencas, condicionando las pendientes deposicionales. Estos dos sistemas de fracturas serían los responsables de la inestabilidad sedimentaria de estas cuencas.

A pesar de que los *slumps* no sean estructuras de paleosismicidad como tales, sí han podido generarse, en muchos casos, como consecuencia de eventos sísmicos. Las pendientes deposicionales dentro de los sedimentos de plataforma y profundos, donde se han observado estos deslizamientos no son fuertes, depositándose subhorizontales. Tan solo en zonas de talud de plataforma la pendiente puede alcanzar valores significativos (en torno a los 30°). Por tanto, en la mayoría de los casos se han necesitado fuerzas desestabilizadoras extras que produzcan el deslizamiento de sedimentos, como podrían ser eventos sísmicos. Los terremotos imprimirían la suficiente aceleración crítica al terreno como para generar *slumps* en sedimentos estables. La aparición de *slumps* en niveles estratigráficos muy diversos dentro de las cuencas indica la inestabilidad, más o menos importante dependiendo de los casos de las mismas durante toda su historia. El "macroslump", definido por Elízága (1990), debe ser consecuencia de un evento sísmico regional importante. Se localiza tanto



en la Cuenca de Camarillas-Las Minas y El Cenajo, en la misma posición estratigráfica. Afecta a potencias de sedimentos de hasta 50 m, removilizando  $2 \cdot 10^3$  m<sup>3</sup> de materiales (Elízaga, 1990). Field *et al.*, (1982) definen deslizamientos subacuáticos en la costa de California en pendientes menores a 25°, como consecuencia de terremotos de magnitudes entre 6 y 7. Perissotatis *et al.* (1984) definen un *slump* de 15 a 20 km<sup>2</sup> al este del Golfo de Corinto en la costa griega, como consecuencia de una serie de terremotos de magnitudes entre 6,4 y 6,7 (entre febrero y marzo de 1981). Por tanto, el "macroslump" definido en estas cuencas podría haberse generado como consecuencia de un evento sísmico de magnitud al menos superior a 7. Esto se ve apoyado por la aparición en la Cuenca de Híjar de estructuras debidas a licuefacciones en gravas ( $M > 7,5$ ), que no producen una desestabilización tan importante como en el caso de este "macroslump".

### VII. 3. 7. Diques neptúnicos y cuñas detríticas

Este tipo de estructuras se han localizado a lo largo de toda la columna estratigráfica de las cuencas lacustres estudiadas así como en materiales más recientes (sedimentos cuaternarios). Puede presentar características muy diferentes y escalas que varían desde unos pocos centímetros hasta los 15 m de profundidad y 7 m de ancho. Esta circunstancia ha complicado su clasificación e interpretación genética.

Las dos cuencas donde se han encontrado los mejores afloramientos han sido la de Elche de la Sierra-Cobatillas y la de Camarillas-Las Minas. Los afloramientos cuaternarios corresponden a materiales compuestos por arenas carbonáticas fluviales en las proximidades de la localidad de Minateda y en calizas lacustres de la localidad de Tobarra.

#### Diques neptúnicos de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas

Los mejores afloramientos se han identificado en los cortes de la cantera de diatomitas de Celite Hispánica (U.T.M. x: 588.200 m; y: 4.259.500 m, Huso 30). Las dimensiones de los diques neptúnicos pueden llegar a superar los 15 m de profundidad y 7 m de ancho. A grandes rasgos se pueden clasificar en dos grupos de diques: los que se han desarrollado exclusivamente en materiales lacustres y los que afectan a materiales cuaternarios. Los primeros se encuentran rellenos de fragmentos de materiales lacustres, mientras que los segundos están rellenos principalmente de fragmentos de rocas cuaternarias y de algunos fragmentos de materiales lacustres. El encajante son depósitos lacustres subhorizontales.

##### *Los rellenos*

Los rellenos de materiales lacustres son brechas heterométricas de matriz margosa con fragmentos tabulares de calizas tableadas con gasterópodos. La estructura de la brecha es clastosoportada y se observan orientaciones de los clastos paralelos a los bordes del dique en las proximidades de éstos. La disposición en el centro del dique es caótica.



El relleno de los diques que afectan a materiales cuaternarios está constituido por brechas heterométricas con clastos que pueden superar 1 m en su eje más largo. Estos fragmentos corresponden, a su vez, a conglomerados heterométricos cuaternarios con matriz arenosa y cemento calcáreo y fragmentos tabulares de calizas lacustres. Los clastos del conglomerado cuaternario son calizas tableadas lacustres, de tamaño centimétrico a decimétrico, con huecos de gasterópodos y dolomías jurásicas de los bordes de la cuenca. La matriz es arcillosa, en la que “flotan” los clastos de la brecha, es decir, es una brecha matriz-soportada. La circulación posterior de fluidos dentro del dique, una vez, relleno, genera un recubrimiento travertínico de los clastos, con estructura en “palomitas de maíz” (*pop corn*). Este recubrimiento está afectado por estrías de falla horizontales y verticales (sin criterios temporales de datación relativa entre sí). Esto indica la actividad continua de estas estructuras desde que se formaron hasta tiempos muy recientes.

El relleno se realizó siempre desde la superficie y la composición del mismo depende exclusivamente del tipo de materiales del encajante y de los sedimentados posteriormente.

### **Geometría**

La geometría está controlada por la aparición de contrastes de competencia en el encajante; en función de esto los diques se pueden dividir en: I. Diques desarrollados en capas sin contraste de competencia y II. Diques desarrollados en capas con contraste de competencia (Fig. VII.64).

**I. Diques desarrollados en capas sin contraste de competencia.** La morfología que desarrollan en sección dentro de sedimentos lacustres es exclusivamente en cuña y cubeta. Este grupo se puede subdividir a su vez en dos grupos:

**Ia. Diques simétricos:** la geometría del dique puede ser en cuña o en cubeta (Fig. VII.64A y VII.64B). Los **diques en cuña** presentan bordes planos y muy próximos (Fig. VII.64A), con una relación media anchura/profundidad de 0,1. Estas estructuras aparecen a una escala más pequeña, con profundidades que pueden oscilar entre 1,5 m y 2 m. La apertura del dique se produce desde la superficie, migrando de forma brusca hacia niveles inferiores (Fig. VII.65A). El relleno es pasivo y se realiza desde la superficie, procedente de materiales adyacentes y del propio encajante. Los bordes no presentan irregularidades importantes.

Los **diques en cubeta** se desarrollan en capas poco competentes de diatomita, tanto si se encuentran en un medio homogéneo, sin contraste de competencia (Fig. VII.64B), como si se encuentran intercaladas entre capas competentes (ver siguiente apartado). Su geometría en corte es aproximadamente semicircular, por adelgazamiento de la capa de diatomita sometida a estiramiento. Esta morfología corresponde en realidad al desarrollo de un *boudin* en el encajante, deformado por la carga litostática de los materiales suprayacentes. Por tanto, las capas del encajante en las proximidades de los bordes del dique están adelgazadas, estiradas y, en algunos casos, afectadas por fallas normales (Fig. VII.65B).

**Ib. Diques asimétricos:** se forman a gran escala (entre 10 y 15 m de profundidad y 4 y 7 m de anchura), con forma de cuña, en calizas tableadas lacustres. Los planos de los bordes del dique son alabeados e irregulares. El relleno está constituido por materiales lacustres del encajante (Fig. VII.64C). En los bordes del dique se observa un fuerte estiramiento de las capas que forman el

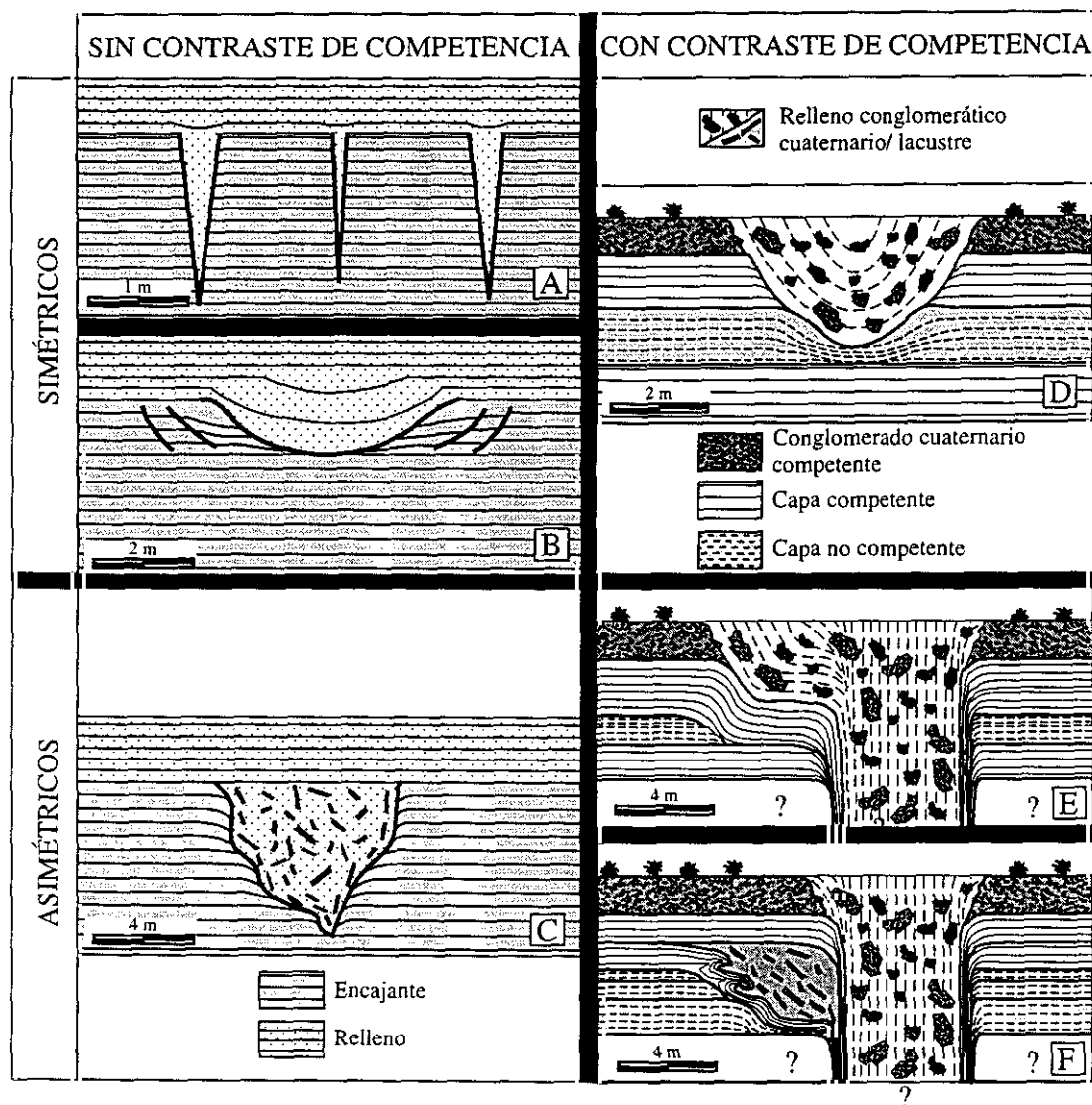


Fig. VII.64. Clasificación de diques en función del contraste de competencia entre capas y su simetría. A) Simétricos en cuña, B) sin contraste en cubeta, C) asimétrico simple sin contraste, D) simétrico con contraste, E) asimétrico simple con contraste y F) asimétrico complejo con contraste.

encajante. Estas aparecen adelgazadas y plegadas hacia el interior del dique por el arrastre del relleno hacia abajo. El hueco se forma por deslizamiento, banco sobre banco, de las capas que van generando la depresión (Fig. VII.65C). Sin embargo, se pueden ver estrías horizontales en las paredes del dique, lo que sugiere un origen tectónico asociado a fallas de desgarre frente a una interpretación por un simple colapso.

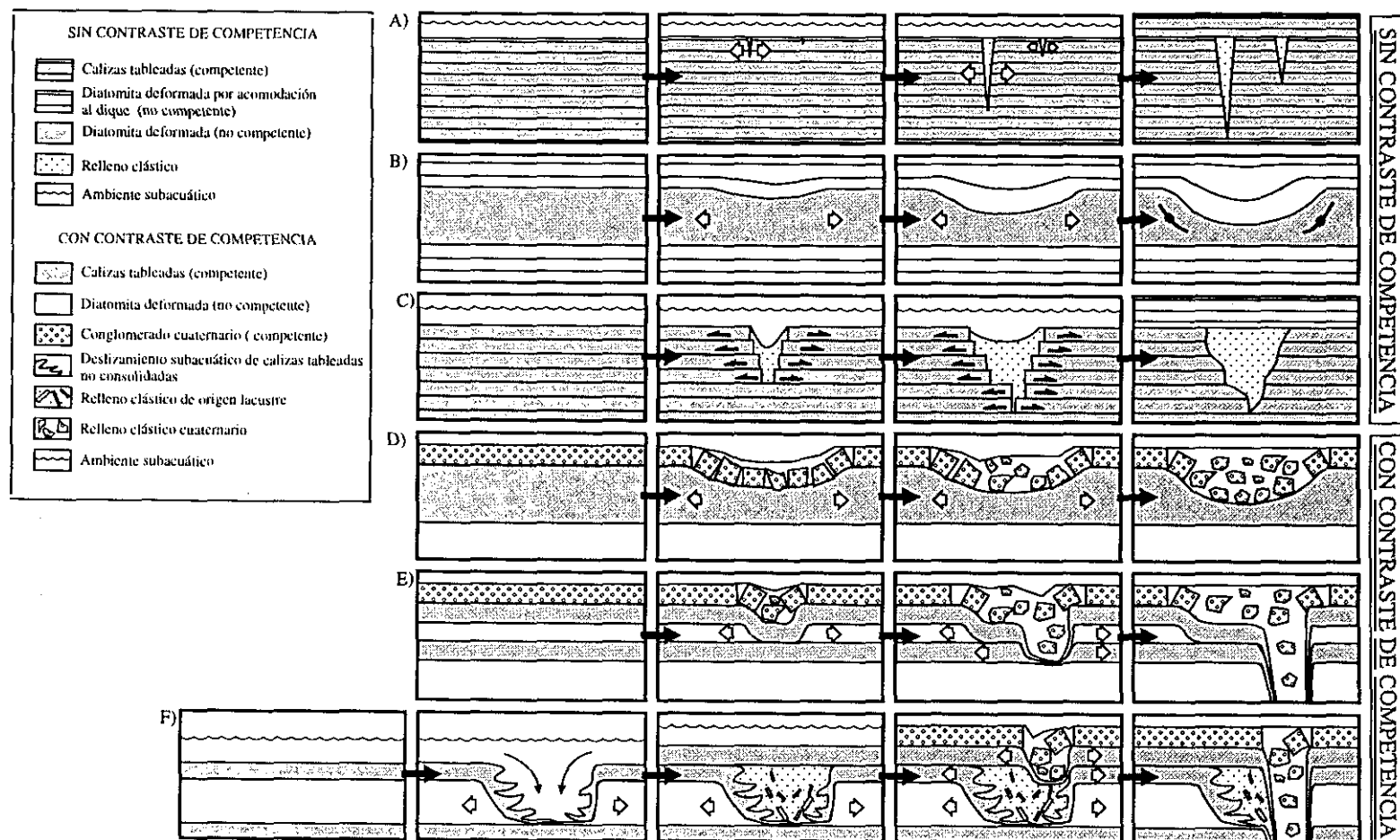


Fig. VII.65. Evolución genética de diques: A) Simétricos en cuña, B) sin contraste en cubeta, C) asimétricos simple sin contraste, D) simétrico con contraste, E) asimétrico simple con contraste y F) asimétrico complejo con contraste.



**II. Diques desarrollados en capas con contraste de competencia.** El encajante está constituido por una alternancia de capas métricas competentes (calizas tableadas) e incompetentes (diatomitas). Esto hace que las geometrías resultantes sean diferentes en sección. Sólo se han observado en los últimos tramos de la serie sedimentaria lacustre, justo en el contacto con materiales cuaternarios (conglomerados competentes), por lo que el relleno es una mezcla de fragmentos de rocas lacustres y cuaternarias. Como en el caso anterior, se han diferenciado dos grandes grupos: diques simétricos y asimétricos (Fig. VII.64D, VII.64E y VII.64F).

**II a. Diques Simétricos.** Presentan la misma geometría que en el caso de los diques simétricos generados sin contraste de competencia. En este grupo, la capa estirada se encuentra limitada a muro y a techo por capas competentes (Fig. VII.64D). Al producirse el estiramiento, la capa incompetente se *aboudina* y hace colapsar la capa competente superior (conglomerados cuaternarios) (Fig. VII.65D y VII.66). Se puede observar un estiramiento incipiente de la capa competente de muro, formando la base de la estructura semicircular del dique. Se podría decir que es el primer paso evolutivo de los diques asimétricos que se describen a continuación.

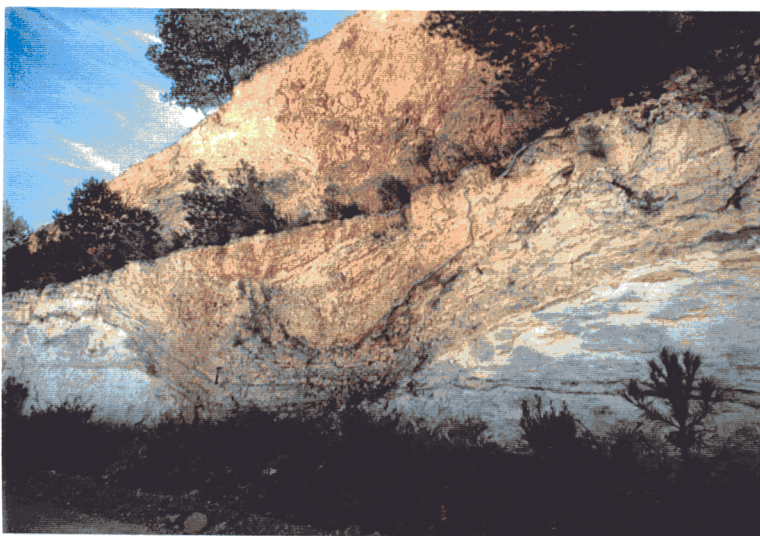
**IIb. Diques Asimétricos.** Afectan al menos a cuatro capas con contraste de competencia. Además de un estiramiento en la horizontal, se pueden observar, en algunos casos, saltos en la vertical que pueden superar el metro. En función de la complejidad de la estructura se han dividido en diques asimétricos simples y complejos (Fig. VII.64E y VII.64F).

**Diques Asimétricos Simples.** Los flancos del dique presentan geometrías diferentes entre sí. Uno de los dos flancos es siempre vertical y completamente plano, como en el caso de los diques simétricos en cuña (Fig. VII.64E). El otro flanco aparece escalonado, con rampas en las capas blandas y rellanos en las capas duras. Esto es consecuencia del estiramiento diferencial de capas duras y blandas. Las capas blandas sufren un estiramiento mayor y quedan pinzadas entre las capas duras. La desaparición por estiramiento de las capas blandas es lo que genera las rampas y rellanos (Fig. VII.65E). Las capas competentes se estiran al llegar a los bordes del dique y se pliegan por el arrastre del relleno en su descenso al fondo del dique. El estiramiento puede llegar a ser hasta del 90% en las zonas de borde para las capas duras, pero no se pierde la continuidad de los estratos como en el caso de las incompetentes. La génesis de este hueco produce el colapso progresivo de capas suprayacentes (depósitos miocenos lacustres y conglomerados cuaternarios). De esta forma se genera un relleno brechoide heterométrico que va colapsando progresivamente dentro del hueco que se genera el dique (Fig. VII.65E).

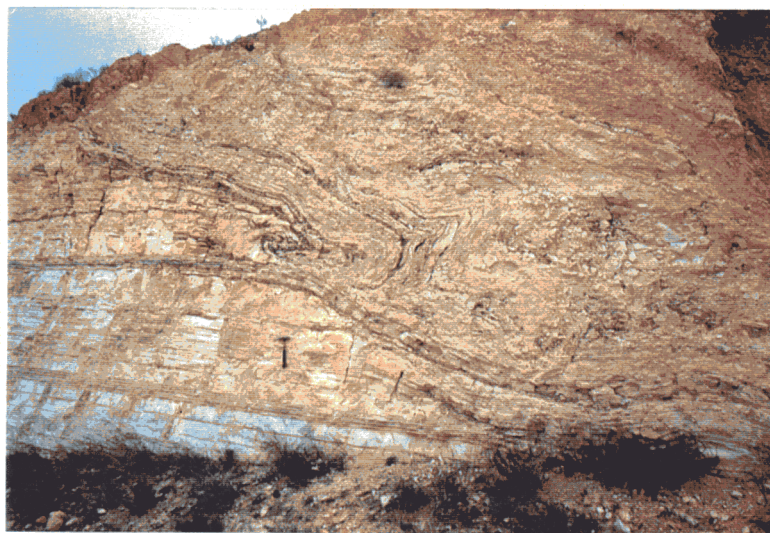
**Diques Asimétricos Complejos.** Se generan en diferentes pulsos, que quedan reflejados por distintas estructuras de deformación (Fig. VII.64F y VII.67). En este caso se pueden observar pliegues de deformación dúctil (cuando el sedimento no estaba aún consolidado) en los sedimentos lacustres que colapsan en los rellanos generados durante el estiramiento (Fig. VII.65F). Este proceso se desarrolló bajo lámina de agua. En el hueco creado, además de colapsar sedimentos no consolidados, posteriormente se acumularon fragmentos tabulares de calizas tableadas lacustres. Los fragmentos se orientan paralelos a la dirección de los bordes del dique. El estiramiento continuó y a medida que se sedimentaron capas sobre el dique colapsaron dentro de éste. Para esta etapa, la estructura asimétrica de rampa y rellano donde colapsan los sedimentos lacustres queda inactiva,



migrando el borde hacia el centro del dique. A partir de este momento, comenzó el hundimiento de los conglomerados cuaternarios que se sedimentaron sobre los materiales lacustres una vez que el lago desapareció (Fig. VII.65F).



**Fig. VII.66.** Dique simétrico en cubeta con contraste de competencias. Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas.



**Fig. VII.67.** Colapso de borde de un dique asimétrico complejo con contraste de competencias. Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas.

### ***Orientación de las estructuras y su relación con el campo de esfuerzos***

En la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas se ha podido medir la orientación de los planos que delimitan estos diques. La orientación media de la dirección de los diques en la cuenca es N100E, con una moda peor definida hacia los N060E (Fig. VII.68D). La moda principal y mejor definida (N100E) es paralela a las fallas normales que delimitan la cuenca en su mayor parte. Por



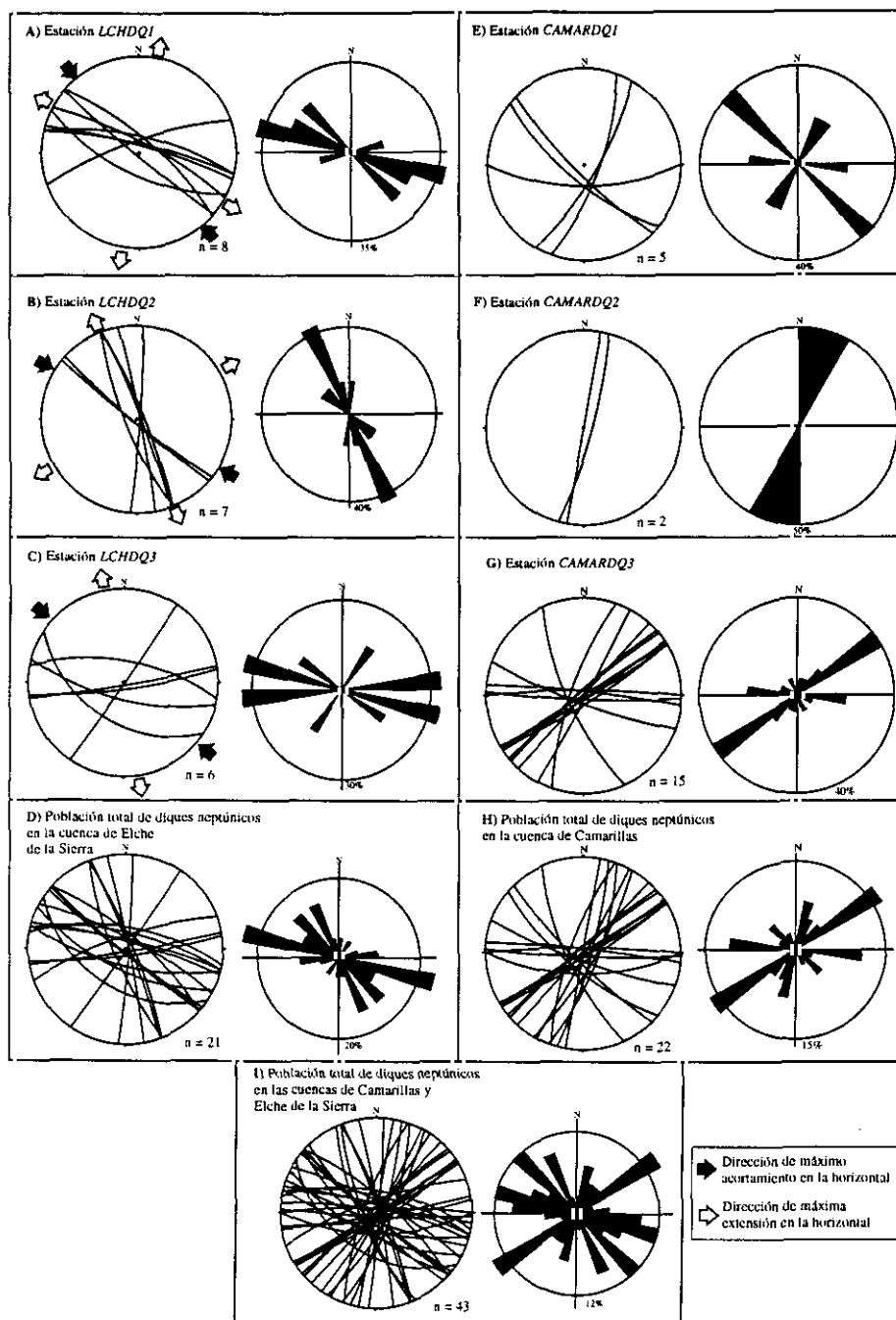


Fig. VII.68. Representación estereográfica de las estaciones de medida de diques neptúnicos de las cuencas de Elche de la Sierra-Cobatillas y Camarillas-Las Minas.





tanto, los diques están asociados a los fenómenos extensivos que generaron la cuenca y que son activos en la actualidad. La segunda moda (N060E), peor definida, está asociada a la actividad de desgarres con esta misma orientación, que condicionan la tectónica de la zona. Por tanto, esto estaría indicando una extensión de N010E a N050E, compatible con los resultados obtenidos del análisis poblacional de fallas.

Se han realizado medidas de planos de cantos estriados en el interior de los tres diques estudiados y se han tratado con el Modelo de Deslizamiento. Para el primer dique (estación LCHDQ1F, Fig. VII.68A) se ha obtenido una extensión radial marcada por fallas normales puras. También aparece una moda minoritaria N150E definida por fallas normales e inversas, responsable de la génesis de este dique.

En la segunda estación (LCHDQ2F, Fig. VII.68B) se obtiene también una extensión radial, con una dirección de máximo acortamiento en la horizontal N120E definida por fallas normales. La orientación media de los planos que limitan el dique es N160E, con lo que esta dirección otorga un carácter de falla normal direccional al dique estudiado.

El tercer dique estudiado (LCHDQ3F, Fig. VII.68C) está definido por una orientación media N100E. Con el análisis poblacional de fallas se obtiene una dirección de estiramiento principal hacia los N170E marcada por fallas normales y una moda minoritaria definida por fallas inversas con una dirección de máximo acortamiento en la horizontal hacia los N130E. Por tanto, este dique se comporta como una falla normal.

### **Los diques de la Cuenca de Camarillas-Las Minas**

En esta cuenca, los diques encontrados tienen un desarrollo mucho menor que los de la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas. Se han podido medir tres estaciones, dos de las cuales en la cerrada del embalse de Camarillas. Estos afloramientos presentan una simplicidad mucho mayor, existiendo únicamente diques en cuña que rara vez superan el metro de profundidad.

El afloramiento de la cerrada del embalse de Camarillas (U.T.M. x: 617.500 m; y: 4.244.100 m, Huso 30) ofrece dos conjuntos de diques. El primero son diques en cuña bien desarrollados, con una profundidad entre 60 y 80 cm y una anchura máxima en la parte superior de 15 cm (Fig. VII.69A). La relación máxima anchura/profundidad es de 0,18. El encajante no presenta contraste de competencia, consistiendo en calizas tableadas con laminaciones planares. Son los materiales más antiguos de la sucesión lacustre de la cuenca. El relleno es pasivo desde la superficie y está compuesto por fragmentos de carbonatos laminados de los niveles superiores y de los bordes del dique. Se han medido cinco diques, cuatro de los cuales presentan una disposición de fracturas conjugadas subverticales N140E y N020E (Fig. VII.68E).

El segundo afloramiento está caracterizado por la aparición de diques en cuña, pero con una deformación más dúctil. El encajante también está formado en este caso por calizas tableadas. Las dimensiones son más reducidas, 30 cm de profundidad y 1-2 cm de ancho. Excepcionalmente se ha medido una anchura de 10 cm. En esta estación sólo se han podido medir dos planos debido a las

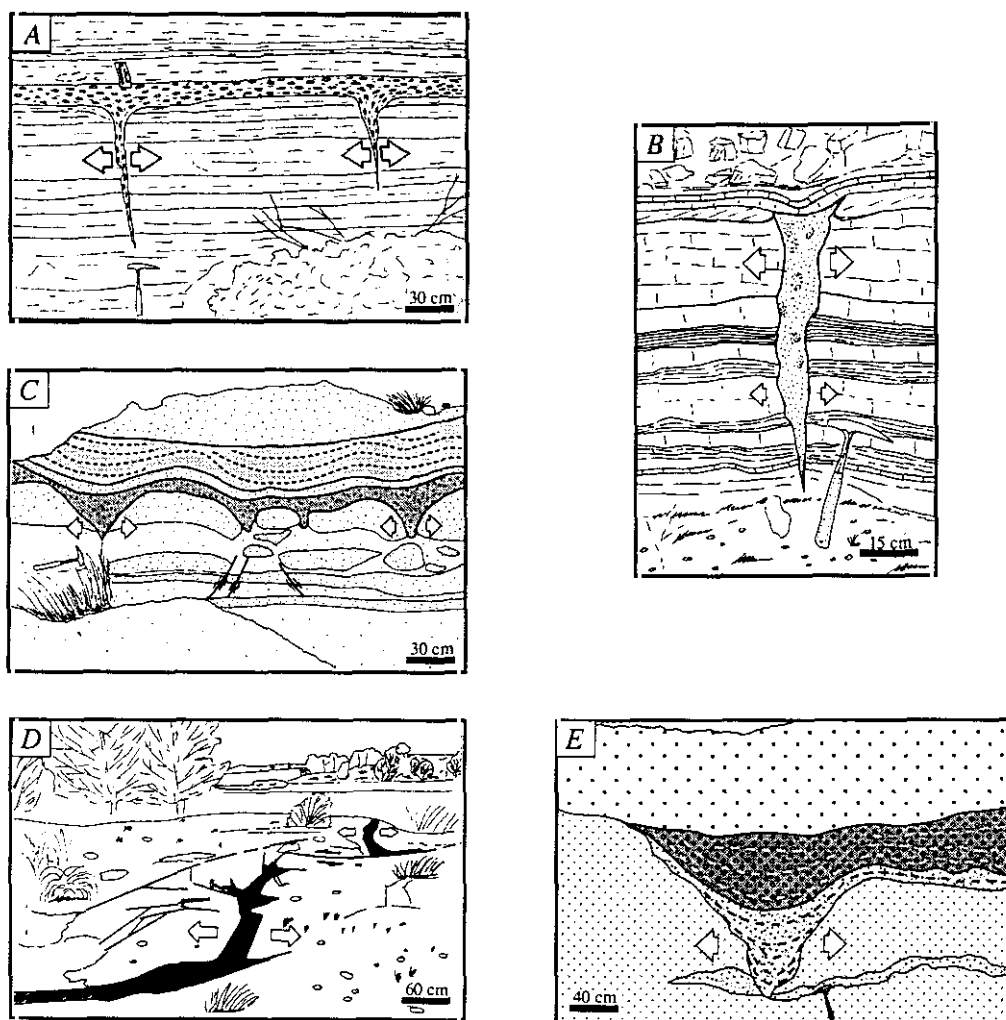


Fig. VII.69. Esquemas fotográficos de diques neptúnicos: A) estación CAMARDQ2 (Cuenca de Camarillas-Las Minas), B) estación CAMARDQ3 (Cuenca de Camarillas-Las Minas), C) y D) cuñas detríticas de Minateda (Pliocuaternalio), y E) grietas superficiales en calizas lacustres cuaternarias de Tobarra.

características del corte; la orientación es N010E con buzamientos subverticales (Fig. VII.68F). Durante el proceso extensivo se produce un colapso parcial de las capas del encajante en la zona de apertura superficial del dique, dándoles un aspecto lobulado con geometría "estromatolítica".

El tercer afloramiento se ubica en las proximidades de la Casa del Cerro de Hellín (CAMARDQ3; U.T.M. X: 618.850 m, y: 4.243.500 m, Huso 30). Corresponde a los términos más altos de la columna estratigráfica de la sedimentación lacustre. Son diques en cuña desarrollados en calizas tableadas. La profundidad máxima medida es de 80 cm y la anchura en la apertura superficial del dique de 18 cm (relación anchura/profundidad de 0,2). En algunos diques se han observado



estrías subverticales generadas por el colapso del relleno dentro del mismo (Fig. VII.69B), puesto que no se observan saltos en la vertical a ambos lados del dique. El relleno corresponde a arenas carbonáticas y su compactación posterior produce el combamiento hacia el interior del dique de las capas de calizas tableadas que lo fosilizan (Thorson *et al.*, 1986 definen compactaciones del relleno de hasta el 30%). Se han podido medir 15 diques, cuya dirección media es N060E, con una moda minoritaria E-O (Fig. VII.68G).

### Cuñas detríticas de Minateda

El afloramiento se sitúa al E de la localidad de Minateda (U.T.M. x: 620.700 m, y: 4.260.750 m, Huso 30), y en el que se han observado colapsos de gravas dentro de arenas carbonáticas (Fig. VII.69C y VII.69E). La morfología de estas cuñas fue descrita por Estévez *et al.* (1993) e interpretada como estructura de licuefacción de origen sísmico. El aspecto de estas estructuras es de pequeñas bolsadas de gravas que colapsan dentro de unas arenas carbonáticas infrayacentes. Como consecuencia de la pérdida de resistencia al corte de las arenas carbonáticas a causa de la licuefacción, se produce el colapso de las gravas dentro de éstas. En algunos casos se observa la compactación del material de relleno que produce el hundimiento y combamiento de niveles superiores. Las gravas tienen una composición esencialmente carbonática, con fragmentos tobáceos carbonáticos. El conjunto es un sistema fluvial de edad Holoceno, lo cual nos indica que la actividad sísmica reciente en la zona puede superar magnitudes de 5 a 5,5.

Los sistemas de cuñas detríticas descritos por Estévez *et al.* (1993) son morfológicamente muy similares a las de Minateda, como puede observarse en la figura VII.70. Las interpretan como de origen sísmico, consecuencia del colapso de gravas en una capa de arenas licuefactadas, todo ello favorecido por fenómenos extensivos.

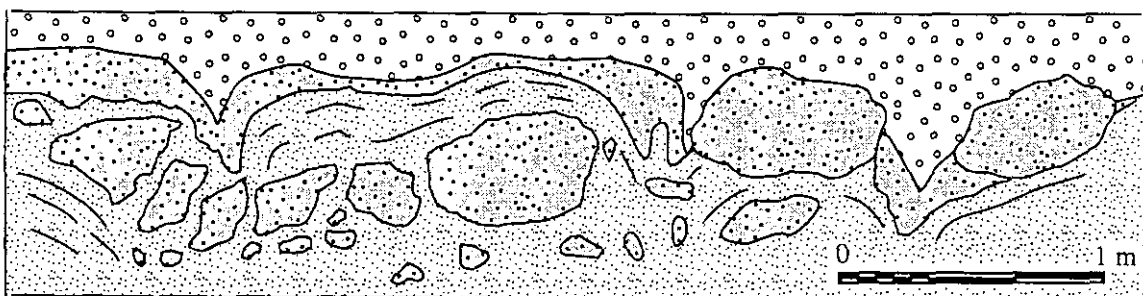


Fig. VII.70. Cuñas detríticas en un nivel licuefactado en materiales neógenos próximos a la falla Alicante-Crevillente. Tomada de Estévez *et al.* (1993).



## Cuñas y diques de Tobarra

A 3 km al E de la localidad de Tobarra aparece un restringido afloramiento de calizas cuaternarias, sedimentadas en dos sistemas lacustres que aún permanecen activos junto a las Casas de Alboraj (U.T.M. x: 617.500 m; y: 4.271.700 m, Huso 30). Estas calizas se pueden observar en la actualidad por haberse desecado parcialmente las lagunas para el cultivo. Son facies lacustres de calizas tobáceas con oncolitos e intercalaciones de calizas micríticas. García del Cura *et al.* (1979), en un estudio sedimentológico de estos materiales, indican la actividad tectónica reciente en la zona y la intensa deformación, por fracturación, de las calizas cuaternarias.

Se han observado exclusivamente rasgos característicos de fenómenos extensivos, con el desarrollo de fallas normales y diques en cuña. En algunos casos, las fallas normales presentan saltos de 1,5 m que afectan al relieve actual (Fig. VII.69D). Además de fallas normales con geometrías de *horts* y *grabens* (ver apartado IV.2), se pueden observar grietas de extensión en la superficie topográfica actual (Fig. VII.69D). Estas grietas son en realidad diques con morfología de cuña rellenos de materiales arcillosos, fragmentos calcáreos lacustres y oncolitos.

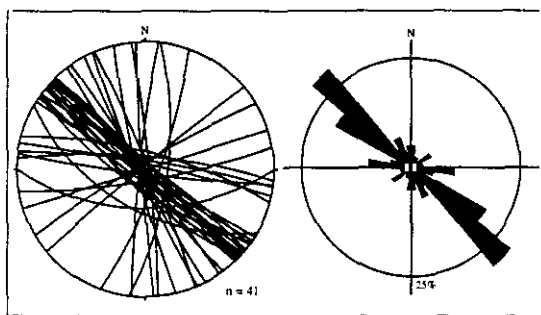


Fig. VII.71. Representación estereográfica de los planos de límite de diques en la localidad de Tobarra.

La orientación media de las cuñas es N135E, con buzamientos subverticales (Fig. VII.71). Esta disposición con respecto al campo de esfuerzos de dirección NO-SE (obtenido del análisis poblacional de fallas y de los mecanismos focales de terremotos) indica que las cuñas observadas actúan como grietas de extensión en superficie. Esta intensa fracturación superficial, con saltos de falla que pueden superar el metro, se puede interpretar como de origen sísmico, siendo estas grietas características de deformaciones superficiales generadas durante terremotos (Denyer *et al.*, 1991; Pavlides *et al.*, 1995; Mojica, 1996; Mohindra y Bagati, 1996).

## Diques neptúnicos de la Cuenca de Híjar

Son diques de pequeño desarrollo (5 cm de ancho y 15 cm de profundidad como máximo) generados en un sedimento margoso. Están relacionados directamente con la génesis de *loop bedding*, que es un *boudinage* desarrollado en un medio finamente laminado. Sobre el nivel margoso, de 1,4 m de potencia, donde se generan los diques, descansa un nivel laminado de 2 m de potencia en el que aparece la estructura de *loop bedding*. Los fenómenos extensivos afectan a los sedimentos durante toda su historia sedimentaria, como se ha podido comprobar en el estudio del *loop bedding* (ver apartado VII.3.1). La extensión está generada por las fallas normales que limitan la cuenca, de dirección N-S y E-O. Los diques neptúnicos son paralelos a estas direcciones y a las de los cuellos de los *boudines* del *loop bedding*, con lo que presentan una estructura en tableta de chocolate por extensión radial. El relleno de los diques está constituido por laminitas plegadas del



estrato suprayacente y la deformación del nivel margoso es dúctil en la parte superior y va pasando a frágil a medida que se desciende a muro del nivel. Esto indica que la deformación migró de techo a muro cuando el estrato estaba sin consolidar a techo y ya litificado a muro. El proceso de deformación es continuo, por lo que se han asociado a movimientos de *creep* de las fallas normales que delimitan la cuenca.

### Interpretación genética

Los diques simétricos en cuña han sido interpretados por varios autores (Thorson *et al.*, 1986; Estévez *et al.*, 1993) como de origen sísmico, bien por compactación postsísmica de un nivel inferior licuefactado o bien por tensiones extensivas generadas en la superficie por el sismo. Para los diques en cuña estudiados en la Cuenca de Camarillas-Las Minas, se ha adoptado esta interpretación puesto que aparecen próximos a zonas licuefactadas en niveles inferiores. En el caso de los diques de la Cuenca de Híjar, la interpretación corresponde a movimientos de *creep* de las fallas que delimitaron la cuenca durante su relleno.

El resto de los diques, simétricos en cubeta y asimétricos, con contraste y sin contraste de competencia en el encajante, también se han interpretado como consecuencia de movimientos de *creep*. Esto se debe a que están asociados a estructuras dúctiles de deformación que no se generan por movimientos bruscos (sismos), sino por una actividad continua de estiramiento. Esta extensión genera la deformación progresiva de las capas que sufren *boudinage*, especialmente en los bordes de los diques. El *boudinage* se desarrolla principalmente en las capas poco competentes, adaptándose las capas competentes suprayacentes al hueco creado. Las capas competentes también sufren estiramiento, pero sólo en los bordes del dique.

La actividad continua de extensión permite que se vayan sedimentando capas en el dique que va evolucionando progresivamente. Estas capas se van deformando, inicialmente de forma dúctil (como es el caso de las capas lacustres) y de forma frágil cuando la roca queda litificada. Como resultado, el relleno del dique está constituido por fragmentos de rocas del encajante del forma caótica, a excepción de los bordes, donde existe una cierta orientación de los clastos paralela a los límites del dique.





## VIII. Inferencias deducidas del análisis de sismitas. Recurrencia de paleoterremotos. Integración de resultados tectónicos y paleosísmicos

Como ya se ha visto en el capítulo anterior, las sismitas estudiadas en las diferentes cuencas, tanto en depósitos lacustres de medios someros como profundos, estuvieron condicionadas por el campo de esfuerzos bajo el cual se generaron. Este es un punto de unión entre la tectónica y las estructuras de paleosismicidad, es decir, los campos de deformación y esfuerzos que estructuraron la zona también afectaron a los sedimentos en el momento de su deposición. De este modo los mismos esfuerzos que son los responsables de la génesis de terremotos condicionaron la formación de simtitas.

El registro de sedimentos laminados varvados permite datar de forma relativa las sismitas entre sí, con lo que se podrá obtener la de recurrencia de los paleoterremotos. Con estos datos y las magnitudes sísmicas estimadas para cada evento, se podrán aplicar leyes potenciales (ley de Gutenberg-Richter) y, mediante el parámetro "b", caracterizar sísmicamente el área durante la sedimentación de las cuencas. Esta caracterización se podrá comparar con la que se establezca a partir de la sismicidad instrumental y ver si se mantiene. En el caso de que la actividad sea constante, los datos obtenidos de la paleosismicidad tendrán un punto de apoyo más para su extrapolación a la actualidad.

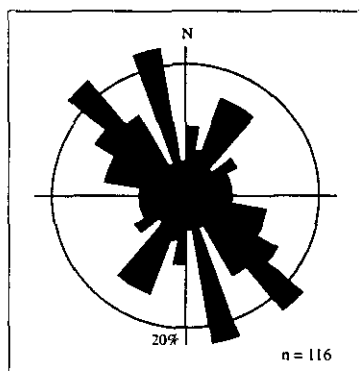
### VIII. 1. RELACIONES ENTRE LA TECTÓNICA Y LAS ESTRUCTURAS DE PALEOSISMICIDAD

El campo de esfuerzos que estructuró la zona en el Mioceno superior, durante y después de la formación de las cuencas, tiene una orientación media de  $\sigma_{HMAX}$  hacia el NO-SE. Dicho campo está definido principalmente por fallas normales que tienden a dar soluciones triaxiales (ver capítulo IV), debido a que la mayoría de los datos se han medido en las cuencas extensivas. Asociado a este campo 1, se ha calculado un segundo campo subortogonal, definido por fallas normales y en este caso también por fallas inversas. La mayoría de las estructuras debidas a procesos de licuefacción (intrusiones de arena, estructuras en almohadilla, estructuras de licuefacción y fracturación en gravas e intrusiones de limos en sedimentos varvados) aparecen orientadas según el campo 1, con una moda secundaria orientada según el campo 2. La tendencia a la radialidad de los fenómenos extensivos debió favorecer la génesis de estructuras de escape de fluidos por licuefacción. Esta extensión actuó como un sistema de fuerzas dirigidas durante los procesos de licuefacción, haciendo que las estructuras aparezcan sistemáticamente orientadas según el campo de esfuerzos.

Como ya se ha mencionado en el apartado VII.2.1, las inyecciones de arena en filón presentan un desarrollo diferencial según dos direcciones perpendiculares. Las inyecciones de mayor desarrollo



están orientadas según el campo 1 (NO-SE) y aparecen enraizadas en la capa licuefactada origen. El campo 2 genera una extensión perpendicular a la que produce el campo 1, creando una segunda familia de intrusiones que parten de las primeras sin estar enraizadas en el nivel licuefactado. Las fallas normales son las que caracterizan esencialmente el campo 2 y son las que favorecen la apertura de la segunda familia de intrusiones. Las fallas inversas que aparecen en el campo 2 hacen que  $\sigma_1$  se oriente paralelo al  $\sigma_2$  de las fallas normales, lo que puede producir una desviación del flujo horizontal de arenas en estas intrusiones, debido a lo cual hay una desviación de la trayectoria del flujo horizontal tanto a muro como a techo de la capa confinante.

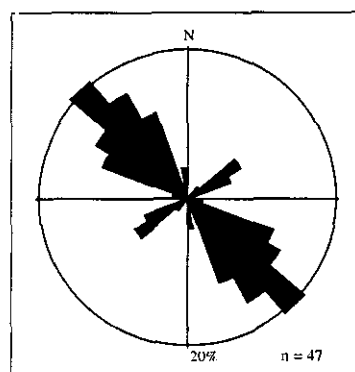


**Fig. VIII.1.** Rosa de direcciones de inyecciones de arena (suma de todas las estructuras medidas) en la Cuenca de Camarillas-Las Minas.

Si se representan las direcciones de todas las intrusiones de arena en filón, un total de 116 datos, en una rosa de direcciones, la orientación media que se obtiene está próxima a N145E (Fig. VIII.1). Esta dirección principal de intrusión es subparalela a la dirección de  $\sigma_{HMAX}$  regional en esta zona. Los esfuerzos sometieron los sedimentos a una tensión tal que, al producirse un desequilibrio, como puede ser un aumento de la presión intersticial por un evento sísmico, las estructuras de deformación generadas estarían condicionadas por el campo de esfuerzos. Por tanto, la génesis de las inyecciones de arena en filón estuvo condicionada tanto por parámetros sísmicos (magnitud y duración del evento) como por el campo de esfuerzos, teniendo siempre en cuenta los parámetros geológicos (profundidad, litologías, nivel freático, consolidación del sedimento, etc.).

Los pliegues de arrastre que generan las estructuras en almohadilla, por los escapes de fluidos hacia la superficie después de la licuefacción, también están orientados según los dos campos de esfuerzos calculados. Las direcciones de los ejes de los pliegues son muy constantes; así, si se representan en un rosa de direcciones todas las medidas realizadas, un total de 47, vuelven a aparecer dos modas principales (Fig. VIII.2). La moda principal (cercana a N135E) está orientada según el campo 1 (NO-SE), con una moda secundaria subortogonal. En este caso, a los sistemas de fuerzas dirigidas constituidos por los gradientes de presión generados después de la licuefacción, hay que añadir los campos de esfuerzo 1 y 2. Los esfuerzos que representan ambos campos, principalmente extensivos, favorecieron la génesis de estas estructuras condicionando la orientación de las mismas.

Como ya se ha descrito anteriormente, intrusiones de arena, estructuras en almohadilla, estructuras de licuefacción y fracturación en gravas (ver apartado VII.2.2) e intrusiones de limos en sedimentos varvados (ver apartado VII.3.5), interpretadas como de origen sísmico, están condicionadas por la tectónica del área donde se desarrollaron. Es decir, según las

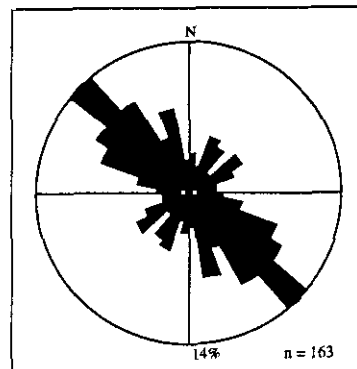


**Fig. VIII.2.** Rosa de direcciones de ejes de pliegues de estructuras en almohadilla de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (suma total de los datos).





observaciones realizadas en las estructuras de licuefacción de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, éstas se comportan como "estructuras tectónicas", esto es, su orientación está directamente controlada por el campo de esfuerzos. Si se representan todos los datos de direcciones de intrusiones de arenas y de estructuras en almohadilla (163 datos), se puede ver cómo la dirección media es N145E (Fig. VIII.3), con una moda minoritaria subperpendicular. Estas dos modas son subparalelas al campo de esfuerzos principal y a uno secundario, respectivamente. En la figura VIII.4 se representa la localización de todas las estaciones de medida sobre el mapa geológico de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, en el que se puede observar con detalle su situación y la estructura tectónica en la que se enmarcan.



**Fig. VIII.3.** Rosa de direcciones de estructuras de licuefacción (planos de intrusión de arenas y ejes de pliegues de estructuras en almohadilla) de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (suma total de los datos).

Como ya se ha podido contrastar en el capítulo V, la orientación del campo de esfuerzos reciente (Mioceno superior-Cuaternario) es muy similar a la del campo actual. Esto indica que las características geométricas de los esfuerzos no han cambiado sustancialmente desde el Mioceno superior hasta la actualidad. Por tanto, si se tiene el mismo campo de esfuerzos reciente y actual, con las mismas fuentes sismogénicas y las sismitas están condicionadas por estos esfuerzos, los datos paleosísmicos pueden servir como caracterizadores del fenómeno sísmico actual.

### VIII. 1. 1. Magnitudes sísmicas y sus radios de influencia en la génesis de estructuras debidas a licuefacción

Tanto las inyecciones de arena en filón como las estructuras en almohadilla se pueden generar con terremotos de magnitud superior a 5,5 y 8 (ver apartados VIII.2.1, VIII.2.2. y VIII.2.3.). Además de la duración y magnitud de un terremoto influye la distancia de la sismita en cuestión al epicentro. La duración de un evento no se puede deducir mediante el estudio de sismitas, pero la distancia del epicentro ha sido estudiada empíricamente por varios autores:

- Seed (1968) estudió estructuras asociadas a terremotos de magnitud 6 a 7 y llegó a la conclusión de que terremotos de magnitud 6 generan sismitas en un radio de 9 km y los de magnitud 7 en un radio de 20 km.
- Tinsley *et al.* (1985) estiman que la magnitud mínima para que se den licuefacciones es de 5 a 5,5 y que magnitudes superiores a 7,5 pueden generar licuefacciones en un radio de 100 km.
- Audemard y De Santis (1991) estudian una serie de más de 2000 terremotos entre los meses de abril, mayo y junio de 1989, en la costa venezolana, con magnitudes que oscilaron entre 5 y 5,7. Las estructuras a que dan lugar estos sismos son principalmente volcanes de arena e intrusiones de arena en filón, situados a 25 km como máximo de la zona epicentral.
- Moretti *et al.* (1995) realizan un estudio sobre estructuras debidas a licuefacción en el

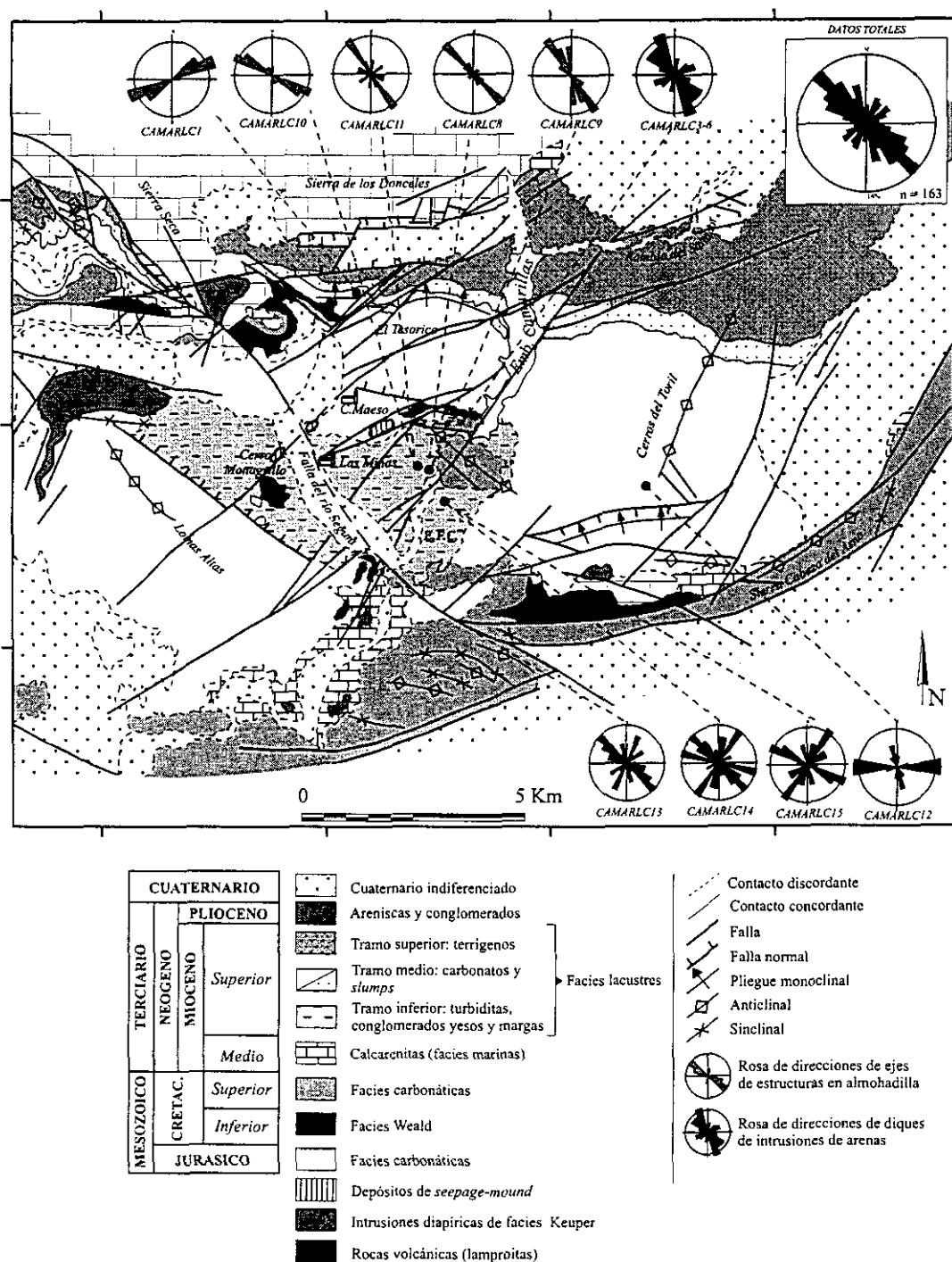


Fig. VIII.4. Mapa geológico de las cuencas de El Cenajo y Camarillas-Las Minas. Situación de las estaciones de medida de estructuras de licuefacción de la Cuenca de Camarillas-Las Minas.



Pleistoceno medio en Bari (Italia). Localizan estructuras en almohadilla y en flama. Según Vittori *et al.* (1991) y Galli y Meloni (1993) este tipo de estructuras se ha podido generar con terremotos de magnitud 8 que produjeron sismitas en un radio de 100 km y de magnitud 5 a 6 en un radio de 40 km. Pero consideran más probable la génesis de este tipo de estructuras con eventos de magnitud 5 a 6 en un radio de 40 km, puesto que los eventos históricos registrados en el área se concentran en este radio.

- Obermeier *et al.* (1991) identifican inyecciones de arenas licuefactadas en filones, en el valle de Wabash (Sureste de Indiana e Illinois, EE.UU.), dentro de la zona sísmica de Nuevo Madrid. En esta región, el terremoto más débil que generó licuefacciones, de magnitud 6,2, tenía localizado su epicentro a 40 km del punto en el que se reconocen las sismitas.

Obermeier *et al.* (1991) y Moretti *et al.* (1995), coinciden en señalar que terremotos de magnitud 6 pueden generar estructuras de licuefacción en un radio de 40 km. Audemard y De Santis (1991) estudian estructuras de licuefacción generadas en el año 1989 por terremotos de magnitud 5 a 5,7, con epicentros situados a 25 km como máximo. Se puede concluir con estos datos que si se tienen en cuenta los estudios en los que se ha trabajado con terremotos históricos e instrumentales, el radio más probable en el que se pueden llegar a producir licuefacciones con terremotos de magnitud 6 a 6,2 es de 40 km. Con un radio de 25 km, la probabilidad de que se generen licuefacciones con terremotos de magnitud 5 a 5,7 también es importante. Para terremotos de magnitud 7, según Seed (1968), el radio en el que se pueden dar licuefacciones es de 70 km. Y para terremotos de magnitud 8 o superior, el radio pasaría a ser de 100 km (Moretti *et al.*, 1995). Resumiendo estas observaciones, tenemos que (Fig. VIII.5):

Terremotos de magnitud:	Generan licuefacciones en un radio de:
5 a 5,7	25 km
6,2	40 km
7	70 km
7,5 ≤	100 km

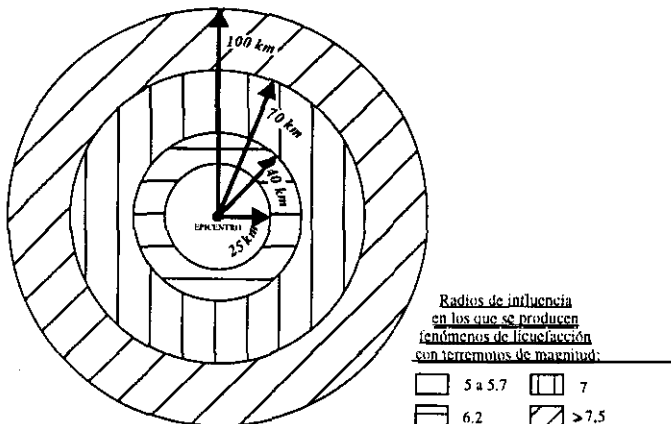
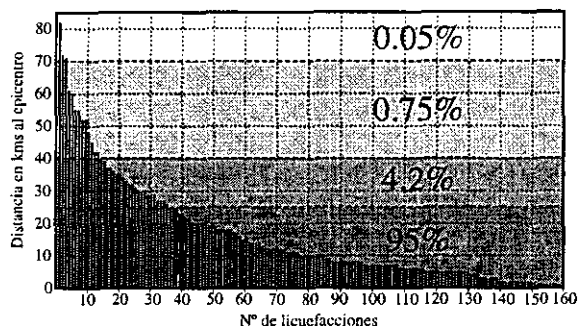


Fig. VIII.5. Radios de influencia (a partir de un epicentro sísmico) en los que se producen fenómenos de licuefacción con terremotos de diferente magnitud.



Aplicando este planteamiento a los depósitos analizados en el presente estudio, sugerimos que estos tipos de estructuras debidas a licuefacción se pudieron generar tanto por terremotos lejanos de magnitudes elevadas como por terremotos próximos de magnitudes moderadas (siempre por encima de  $M > 5$ ). No obstante, dada la alta inestabilidad que presentan estas cuencas neógenas del Prebético durante toda su historia sedimentaria (Elízaga, 1990), podría interpretarse que las estructuras debidas a licuefacción pudieron generarse por eventos sísmicos de magnitud 5 a 6, cuyos epicentros no distaban más de 25 km de este área. Esta hipótesis se puede contrastar con el trabajo de Galli y Ferrelì (1995), en el que relacionan intensidades sísmicas con génesis de licuefacciones y la distancia al epicentro. Utilizan datos históricos en un periodo de tiempo comprendido entre los años 1000 y 1982, en el que registran 12.880 estructuras debidas a licuefacción en relación con 159 terremotos históricos en toda Italia. Las licuefacciones solo se produjeron con intensidades superiores a VII-VIII (escala de Mercalli) y el 95% de las estructuras se generaron en un radio de 25 km con respecto al sismo que las generó (Fig. VIII.6), volviendo a nuestra área de estudio, en el caso del afloramiento del Cerro del Toril, en el que las estructuras tienen un desarrollo más importante, las magnitudes a las que se pueden asociar serían superiores a 6 y se podrían haber generado en un radio de hasta 40 km. Por tanto, el rango de distancias epicentrales y magnitudes de terremotos que han podido generar estas estructuras podría estar entre 25 y 40 km de radio y magnitudes entre 5 y 7. Como ya se ha mencionado anteriormente, estas magnitudes y distancias se han deducido por su semejanza con estructuras definidas por diversos autores. Estos valores son por tanto orientativos, no pudiendo acotar más los márgenes.



**Fig. VIII.6.** Histograma de frecuencias en el que se relacionan intensidades sísmicas (159 terremotos) con génesis de licuefacciones (12.880 licuefacciones) y la distancia al epicentro. Datos históricos para toda Italia (años 1000 al 1982) (modificada de Galli y Ferrelì; 1995).

## VIII. 2. ANÁLISIS DE LA RECURRENCIA DE PALEOTERREMOTOS EN LAS CUENCAS LACUSTRES (MIOCENO SUPERIOR) DEL ÁREA DE HELLÍN (ALBACETE)

Uno de los objetivos principales de la paleosismicidad es analizar la recurrencia de terremotos acaecidos antes de las primeras crónicas históricas, por medio de la identificación de estructuras de deformación en sedimentos (sismitas), debidas al efecto de terremotos (Seilacher, 1969). Los trabajos previos llevados a cabo en sedimentos lacustres varvados, para el cálculo de la recurrencia de terremotos, son escasos, pudiendo destacar el de Sims (1975). Este autor data de forma relativa las sismitas identificadas considerando el carácter anual de las varvas lacustres. Doig (1991) establece periodos de recurrencia de terremotos en sedimentos lacustres, pero utilizando dataciones radiométricas ( $C^{14}$ ), sin utilizar sedimentos varvados. Las cuencas neógenas lacustres del Prebético Externo en el área de Hellín presentan características sedimentarias adecuadas para realizar este tipo de estudios de recurrencia en la paleosismicidad, particularmente en el registro sedimentario de las cuencas de Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo, donde los depósitos laminados



(diatomíticos) de carácter varvado, son muy abundantes. En estas cuencas se pueden observar diferentes tipos de estructuras de deformación a lo largo de toda la columna estratigráfica, pero el estudio se ha centrado esencialmente en las que aparecen en conjuntos métricos de varvas. Estas estructuras de origen sísmico, concretamente los niveles de mezcla (Marco *et al.*, 1994), se pueden datar de forma relativa, si consideramos la anualidad de la sedimentación varvada (cada duplete, laminita blanca-oscura, corresponde a un año de sedimentación).

Para el análisis la de recurrencia de terremotos a partir de sedimentos varvados se ha desarrollado la siguiente metodología de trabajo:

- a) búsqueda en campo de los afloramientos de sedimentos varvados que presenten una buena calidad de conservación
- b) limpieza de los cortes a estudiar para facilitar la observación
- c) identificación y señalización de las estructuras paleosísmicas observadas en el afloramiento
- d) medida de la tasa de sedimentación anual para establecer las edades relativas entre eventos
- e) toma de datos de las características de la deformación y potencia del nivel deformado, para poder restituir la deformación del mismo y calcular la edad equivalente a la que corresponden las láminas deformadas
- f) representación gráfica de las columnas de detalle
- g) tratamiento estadístico de las edades entre eventos para el cálculo de la recurrencia de paleoterremotos y de sus leyes potenciales.

Como se indica en esta metodología de trabajo, una vez localizados y limpiados los afloramientos que presenten las mejores condiciones de observación, se pasará a la identificación de sismitas en estos niveles. Se marcan las estructuras observadas a muro y a techo para su fácil localización. Se mide la tasa de sedimentación de estos sedimentos varvados, tomando la medida del equivalente a 10 años de sedimentación (10 dupletes de laminitas blanca-oscura). Para evitar errores con posibles cambios en la potencia de las laminitas, se han realizado diferentes medidas de la tasa de sedimentación a lo largo de la columna estratigráfica de detalle. Ya que, se ha de comprobar que la tasa de sedimentación es lo más constante posible y, si ésta varía, se debe repetir la medida. Se señala en el afloramiento la potencia de cada conjunto de láminas equivalente a 100 años para poder datar de forma relativa las edades entre eventos. De esta manera se obtiene una forma gráfica de representación de la columna estratigráfica en el mismo afloramiento, con la situación de los eventos y sus edades relativas.

Las estructuras de deformación que más aparecen son los niveles de mezcla, en diferentes estadios evolutivos de su desarrollo (ver apartado VIII.3.4.). Para el trabajo con este tipo de estructuras se toma nota de las características de la deformación y potencia de cada una de ellas en las secciones y se fotografían para poder realizar esquemas y restituir la deformación. Este paso es importante, ya que la edad relativa de una sismita en cuestión es el tiempo equivalente de láminas no deformadas infrayacentes (desde el techo de la sismita inferior y el muro de la misma), más el tiempo equivalente de esta sismita (obtenido al restituir la deformación). Hay que tener en cuenta las relaciones de corte de las estructuras con la sección del afloramiento, para evitar errores de cálculo de potencias debido a buzamientos aparentes. Se ha asignado a las zonas de fluidificación de los niveles de mezcla una potencia equivalente en laminitas igual a la que presentan, ya que son



laminitas fluidificadas y resedimentadas por caída sobre el fondo del lago, de igual manera a como se sedimentaron originalmente, después del terremoto que las generó.

Una vez restituida la deformación de todas las sismitas y calculadas las edades relativas entre eventos, se realiza una representación gráfica de la columna de detalle. En esta columna se representan, por un lado, las litologías y sus potencias y, por otro, las edades relativas entre eventos. De esta manera se obtiene una representación espacial y temporal de los diferentes eventos paleosísmicos observados en el registro geológico.

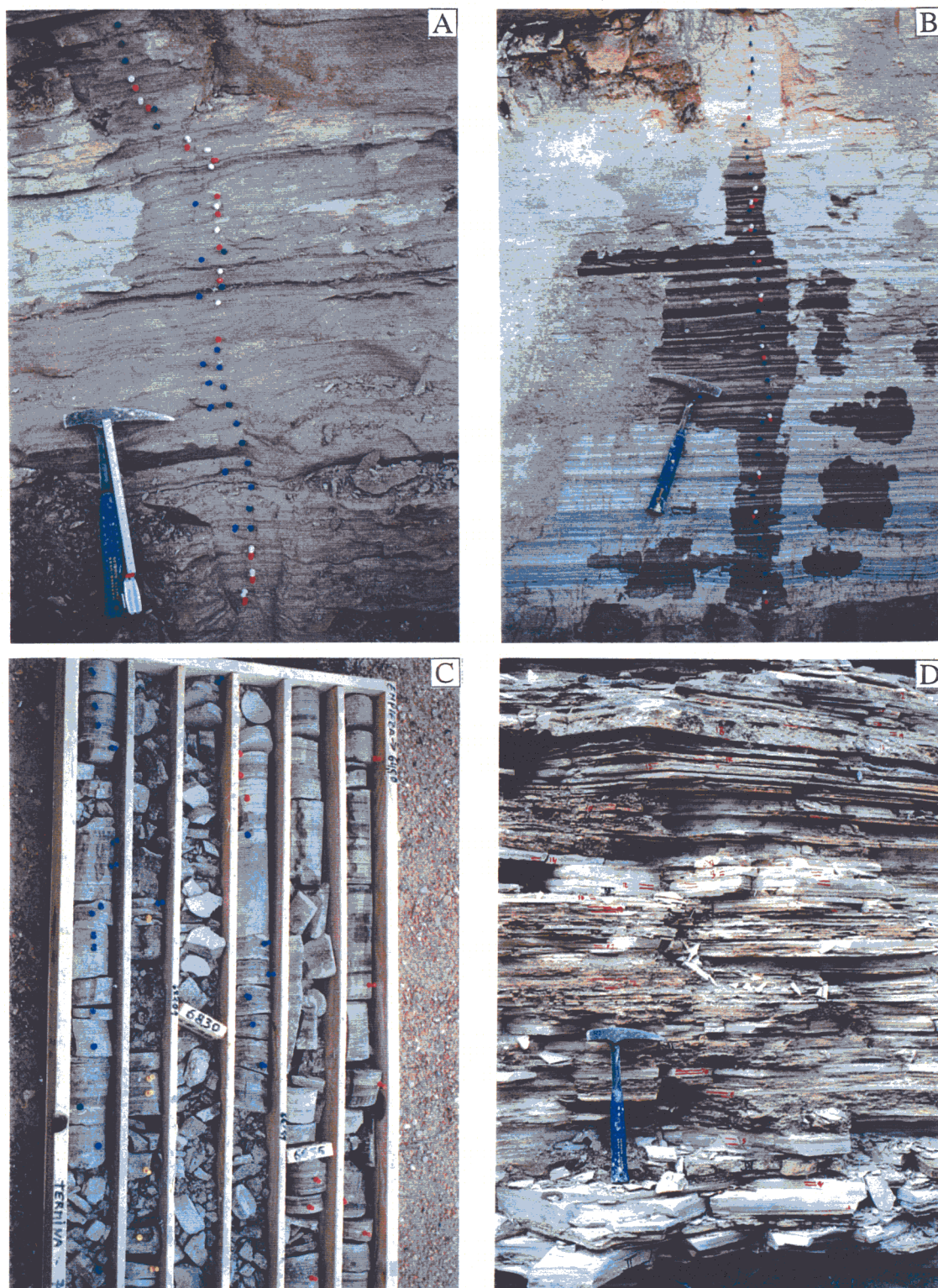
A continuación se lleva a cabo un tratamiento estadístico de las edades relativas entre eventos, para el análisis de la recurrencia de terremotos en cada sección. Se elaboran histogramas de frecuencia para años entre eventos, diagramas de barras en los que se proyectan la media y desviación estándar y una curva acumulada de tiempos entre eventos. Los histogramas de frecuencia deberán tener forma de semicampana de Gauss para que la población estudiada tenga una distribución representativa. En el diagrama de barras se podrá observar cuánto se desvía la población de la media, la cual representa la recurrencia sísmica para la sección en cuestión. Con la curva acumulada se podrá ver la uniformidad o regularidad de la recurrencia. Cuanto más se ajuste a una recta la traza de la función, más constantes serán los periodos de recurrencia. Un aumento de la pendiente indica la aparición de periodos de recurrencia largos, mientras que si ésta disminuye refleja un acortamiento del tiempo de recurrencia. Morfologías cóncavas hacia arriba indican una disminución progresiva (más o menos rápida, dependiendo del grado de la pendiente) de la actividad sísmica, mientras que curvas convexas hacia arriba indican lo contrario.

Se ha realizado un total de 4 columnas de detalle, en las que se han identificado 80 niveles de mezcla asociados a otros tantos eventos sísmicos. De estos 80, se han datado de forma relativa 73. En la Cuenca de Híjar se han confeccionado dos columnas de detalle, en la de Elche de la Sierra-Cobatillas una y otra en la de El Cenajo (Fig. VIII.7).

#### **VIII. 2. 1. Análisis de la recurrencia de paleoterremotos en la Cuenca de Híjar**

Se han realizado dos columnas estratigráficas de detalle en dos niveles laminados diferentes. En la columna estratigráficamente más baja, el registro sedimentario total para ésta corresponde a 1.189 años, con 12 niveles de mezcla. La recurrencia media para esta columna es de 119 años, con una desviación estándar de  $\pm 33$  años. En la segunda columna el registro es de 2.752 años, con una recurrencia sísmica de 250 años pero con errores más altos. Si sumamos el registro de ambas columnas (un total de 3.941 años) y calculamos la recurrencia sísmica conjuntamente, ésta es de 187 años.





*Fig. VIII.7. Columnas estratigráficas de detalle: A) Híjar 1, B) Híjar 2, C) CELITE 1 y D) Cenajo 1.*



## Columna Híjar1

En el nivel de varvas lacustres (de 87 cm de potencia) estudiado en la Cuenca de Híjar, se han identificado un total de 12 niveles de mezcla, de los que se han podido datar 11. La columna de detalle (Fig. VIII.8A) se sitúa a unos 330 m desde el inicio de la columna estratigráfica de la cuenca, en la sucesión de la rambla del Mojón (x: 586.000 m; y: 4.268.000 m). La tasa de sedimentación determinada es de 0,3 mm/año. Al tiempo medido directamente entre estructuras, hay que sumar la edad que representan las laminitas deformadas en cada nivel. Por tanto, habrá que restituir la deformación del nivel de mezcla para poder conocer su potencia real y la edad equivalente de ésta. De este modo, obtendremos el tiempo transcurrido entre eventos.

Entre los eventos 2 (E2) y E0' (Fig. VIII.8) aparece un conjunto de laminitas con su estructura planar alterada (ver apartado VIII.3.2.), es decir, se observa una fuerte disgregación interna de las laminitas y variaciones de potencia, así como zonas de cizalla dúctiles (de carácter normal con saltos milimétricos). A pesar de esta disgregación, se puede observar una cierta continuidad lateral de los conjuntos laminados, ya que esta deformación se produjo *in situ* sin que se aprecie transporte alguno. Se han descartado procesos de bioturbación y efectos diagenéticos. La bioturbación habría destruido la estructura del sedimento y, por otra parte, no se han definido en la bibliografía procesos diagenéticos que generen estas estructuras. Se observa una deformación dúctil asociada a la disgregación en estos niveles. Las laminitas parecen haber estado sometidas a una agitación más o menos continua, que ha alterado su estructura normal. Es probable que esta agitación la haya producido una actividad sísmica moderada, lo suficientemente importante como para alterar los planos de las varvas, pero no para producir la licuefacción del sedimento. Por tanto, en este nivel no se ha podido calcular la tasa de sedimentación y se desconoce la edad equivalente del mismo. Las pasadas turbidíticas que aparecen a lo largo de la columna estratigráfica se han considerado sedimentos con tasas elevadas de sedimentación, por lo que se han omitido al calcular la tasa de sedimentación entre eventos.

La media de edad relativa para los 10 intervalos medidos entre los 12 niveles de mezcla es de 119 años, con una desviación estándar de  $\pm 33$  años. El mínimo corresponde al evento 3 (E3), con 76 años, y el máximo al E4, con 176 años (Fig. VIII.8A). Siete de estos eventos se localizan dentro de los márgenes de la desviación estándar (Fig. VIII.8C). Representando el conjunto de los datos en un histograma de frecuencias (Fig. VIII.8D) obtenemos una semicampana de Gauss, con una moda del 40% entre los 75 y 100 años y valores mínimos entre los 150 y 200 años. Si representamos la función acumulada entre eventos (Fig. VIII.8B), para el último tramo continuo de la columna de detalle, obtenemos una distribución con una pendiente prácticamente constante, lo que indica que la población se ajusta a la media.



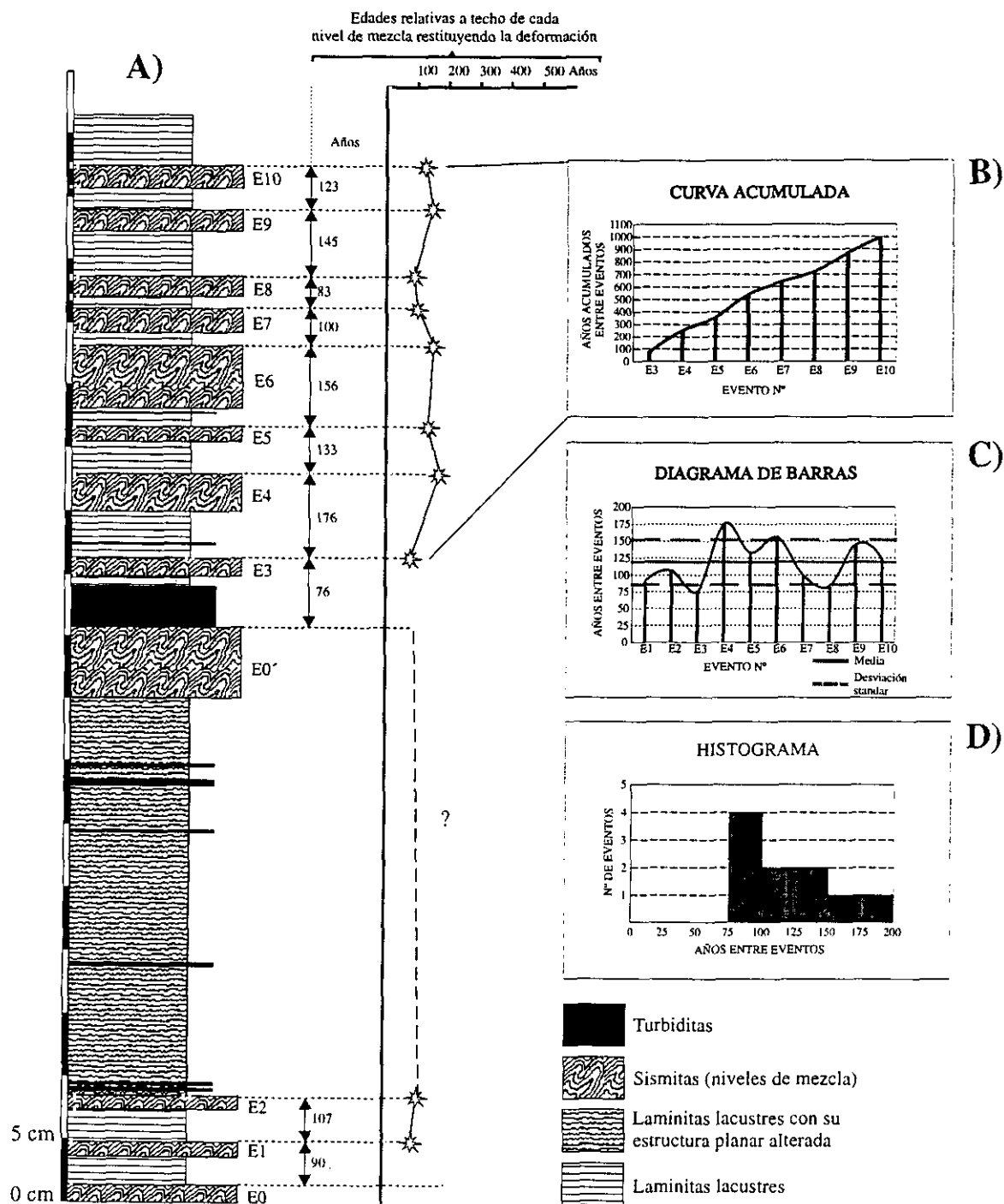


Fig. VIII.8. A) Columna estratigráfica de detalle Híjar 1, B) curva acumulada de edades entre eventos, C) diagrama de barras de edades entre eventos, D) histograma de frecuencias de edades entre eventos.



## Columna Híjar2

Los sedimentos varvados en los que se ha realizado esta columna de detalle (Fig. VIII.7B) están separadas por 5 m de sedimentos turbidíticos laminados por encima de la anterior columna. Están afectados por una extensión próxima a radial, que ha generado *boudinage* durante los primeros estadios de consolidación del sedimento. En estadios posteriores, esta deformación pasa a ser cada vez más frágil a medida que aumenta la litificación del sedimento (ver apartado VIII.3.1.). Esta circunstancia hace más complicada la identificación de estructuras de deformación, pero no las llega a borrar. Como ya se ha definido en el apartado VIII.3.1., las estructuras extensivas (*loop bedding* y microfallas normales) que afectan al sedimento durante su sedimentación, se han interpretado como estructuras relacionadas con movimientos de *creep* de las fallas normales que limitan la cuenca.

En una curva acumulada de años entre eventos (Fig. VIII.9A), se puede observar cómo durante el inicio de la sedimentación de este tramo la actividad sísmica era menor que en tramos superiores, con lapsus entre eventos que oscilan entre los 232 y los 454 años. A continuación, la curva presenta una pérdida brusca de pendiente, iniciando un periodo de mayor actividad sísmica, con un mínimo de 55 años y un máximo de 169 años, para pasar al final a aumentar la pendiente de manera brusca, disminuyendo la actividad al tener eventos de muy diferente recurrencia, con una mayor concentración de eventos entre los 50 y 100 años (Fig. VIII.9D). En el diagrama de barras (Fig. VIII.9C) se puede observar cómo la dispersión es grande, con cuatro eventos fuera de la desviación estándar.

Este mayor grado de desviación en la recurrencia se puede deber a la aparición de movimientos de *creep* en las fallas que limitan la cuenca. Estos movimientos continuos, deducidos a partir de las estructuras de *loop bedding* desarrolladas en este nivel laminado, disiparía de manera continuada en el tiempo la energía acumulada en las fallas. Esto retardaría la aparición de eventos sísmicos de magnitud significativa, en torno a 5, que es el límite a partir del cual se produce la licuefacción. Por tanto, los movimientos de *creep* actúan como un componente más de distorsión en la periodicidad de terremotos. En el caso de esta columna, los movimientos de *creep* han podido ser los causantes del aumento de la desviación y de la media de recurrencia de terremotos durante este espacio de tiempo, con respecto al resto de las columnas representadas en la zona (de menor desviación y medias de recurrencia en torno a los 120 años).

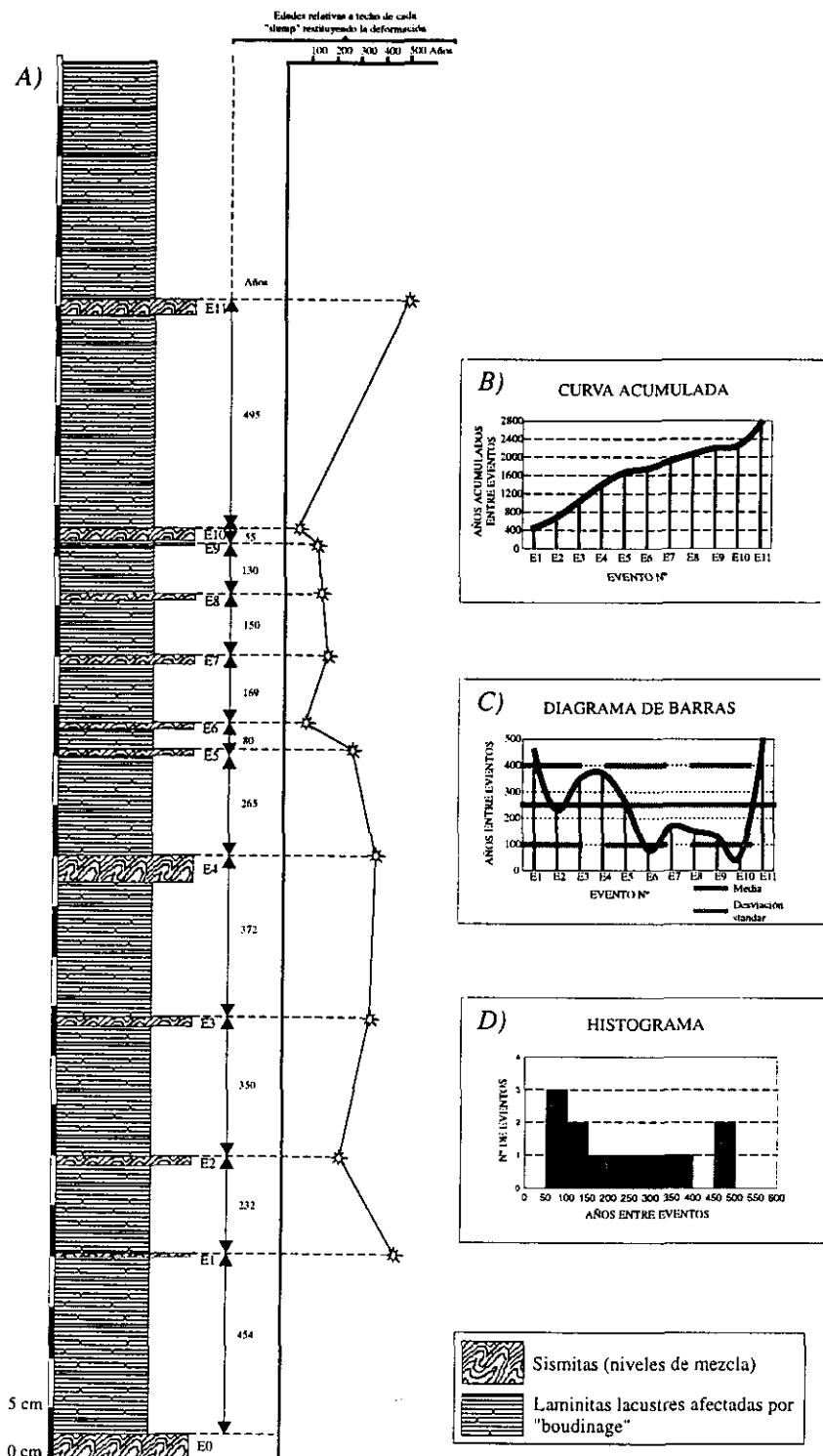


Fig. VIII.9. A) Columna estratigráfica de detalle Híjar 2, B) curva acumulada de edades entre eventos, C) diagrama de barras de edades entre eventos, D) histograma de frecuencias de edades entre eventos.



## VIII. 2. 2. Análisis de la recurrencia de paleoterremotos en la Cuenca de Elche de la Sierra-Cobatillas

En este caso, la columna estratigráfica se ha realizado en el testigo continuo de un sondeo perforado en la explotación de diatomitas más importante de la zona, CELITE Hispánica (Fig. VIII.7C). Este sondeo se sitúa en la zona norte de la explotación en el punto de coordenadas x: 588.200 m; y: 4.259.500 m. El estado del testigo no ha permitido realizar una columna continua, y por lo que se han elaborado 4 columnas parciales sucesivas (Fig. VIII.10). En la primera columna, con un registro de 534 años, la media de recurrencia sísmica es de 106 años ( $\pm 31$  años). Para la segunda, con 429 años de registro y tres eventos reconocidos, la media es de 143 años ( $\pm 130$  años). La tercera columna de 1.553 años y 13 eventos registrados, la media es de 119 años ( $\pm 59$  años). Y la última, con 649 años de registro y 10 eventos identificados, la media es de 65 años ( $\pm 35$  años). Para todas las columnas en conjunto, el registro varvado representa 3.165 años y una recurrencia de terremotos de 102 años ( $\pm 65$  años de desviación estándar) para 31 eventos datados.

### Columna CELITE1

El primer tramo de la columna consta de 24 cm de sondeo continuo que comienzan en el metro 73,45 de sondeo (Fig. VIII.10A). En esta sección se observan 5 eventos datados de forma relativa entre sí, con una media de recurrencia de 106 años y una desviación estándar de  $\pm 31$  años. La curva acumulada tiene una pendiente muy constante, reflejando la uniformidad de la muestra, ya que el máximo corresponde a 156 años y el mínimo a 83 años. De esta manera, el histograma de frecuencias muestra una acumulación máxima de eventos entre los 50 y 100 años (Fig. VIII.10B). En el diagrama de barras se observa cómo todos los eventos, a excepción de uno ( $E_2$  de 156 años), se sitúan entre los márgenes de la desviación estándar. A continuación, el sondeo estudiado aparece muy deteriorado hasta el metro 71,30, habiéndose identificado 6 niveles de mezcla en este tramo, que aparece como tramo cubierto en la columna por sus malas condiciones de conservación.

El siguiente tramo consta tan solo de tres eventos datados, pero se ha incluido por aparecer dos niveles de mezcla, de 6,5 y 5,6 cm, con todos los niveles de deformación bien diferenciados (representan eventos de magnitud superior a 5,5). Estos dos eventos tienen una edad relativa de 42 ( $E_7$ ) y 97 ( $E_8$ ) años, respectivamente (Fig. VIII.10C). Este tramo está sellado por una turbidita extracuenal de 10 cm de potencia. Entre los 71,70 y los 70,37 m de sondeo se han identificado 8 niveles de mezcla, pero no se han podido datar por las malas condiciones de conservación que presentaba el sondeo continuo.

El tercer tramo de la columna representada es el más continuo. Comienza en el metro de sondeo 70,37 y consta de 13 eventos datados de forma relativa, repartidos en 81 cm de columna parcial. Si se observa la curva acumulada (Fig. VIII.10D) se puede observar cómo ésta pierde pendiente en su zona central, indicando una mayor actividad sísmica durante este periodo. El histograma de frecuencias (Fig. VIII.10D) tiene forma de campana de Gauss, con un máximo de concentración de eventos entre los 50 y 100 años. Tan sólo el evento  $E_{18}$ , de 281 años de recurrencia, se desvía de los márgenes de la desviación estándar. Este evento representa la recurrencia máxima, mientras que el evento  $E_{13}$ , con 49 años, es el mínimo. Entre los 69,56 m, donde termina este tramo,

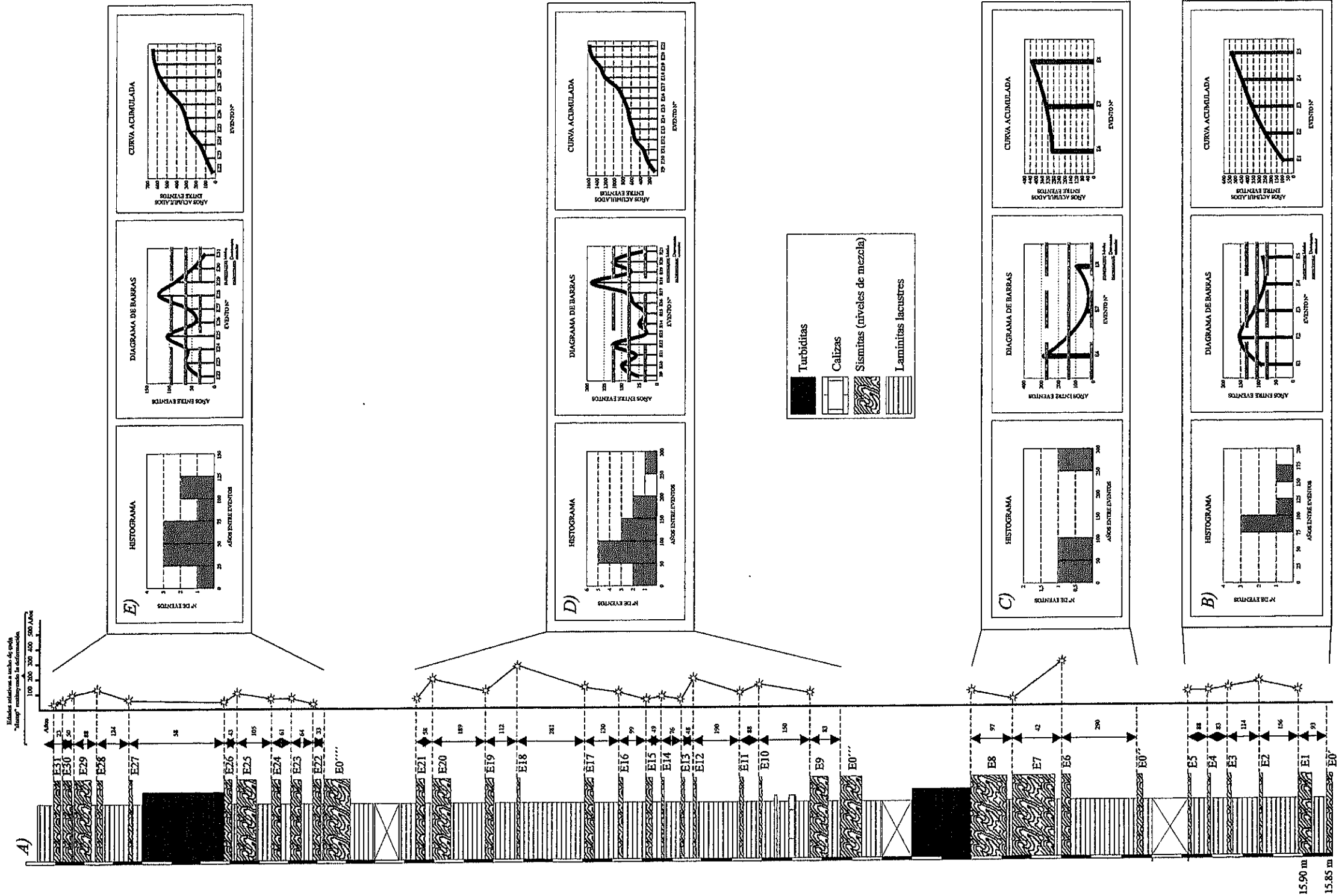


Fig. VIII.10. A) Columna estratigráfica de detalle CELITE1, B) primer tramo, C) segundo tramo, D) tercer tramo y E) cuarto tramo.





y los 66,86 m, donde se inicia el siguiente y último, se han identificado 8 niveles de mezcla en sondeo de mala calidad, por lo que no se han podido datar. El cuarto y último tramo de la columna representada comienza en el metro de sondeo 66,86 y consta de 58 cm de registro. Se han datado 10 eventos a lo largo de un registro de 649 años. El evento de recurrencia máximo es el  $E_{28}$ , con 124 años, y el mínimo el  $E_{31}$ , con 23 años. A pesar de esta diferencia de 101 años entre el máximo y mínimo, la muestra presenta una desviación baja ( $\pm 35$  años) y la media es de 65 años (Fig. VIII.10E). La curva acumulada tiene una pendiente muy constante, disminuyendo en su zona central y terminal, lo cual indica dos periodos de mayor actividad en el registro. El histograma de frecuencias muestra un máximo entre los 25 y 75 años.

El registro varvado representa 3.165 años (considerando los cuatro tramos) para todas las columnas en conjunto y una media de recurrencia sísmica de 102 años para 31 eventos observados. Representando los datos totales en un histograma de frecuencias (Fig. VIII.11), aparece un máximo entre los 75 y 100 años y otro relativo entre los 25 y 50 años.

### VIII. 2. 3. Análisis de la recurrencia de paleoterremotos en la Cuenca de El Cenajo

En el afloramiento estudiado se han datado un total de 21 niveles de mezcla. Una vez realizado el tratamiento estadístico, la media de la recurrencia de terremotos determinada en el registro sedimentario de esta cuenca es de 106 años ( $\pm 82$  años).

#### Columna Cenajo1

La columna de detalle se sitúa en el cerro de la Casa de la Mina (x: 609.500 m; y: 4.249.000 m), por encima del nivel de "macroslump". Consta de 1,54 m de sedimentos laminados, unos silicificados (porcelanitas) y otros no silicificados, con intercalaciones de pasadas turbidíticas, cuyas potencias individuales no superan los 3 cm. Los tramos laminados aparecen silicificados en algunos niveles centimétricos (Fig. VIII.7D). La tasa de sedimentación para los niveles varvados no silicificados es de 0,5 mm/año, mientras que para los silicificados es de 0,4 mm/año. Se han identificado 21 niveles de mezcla repartidos en 2.340 años de registro. El máximo de recurrencia

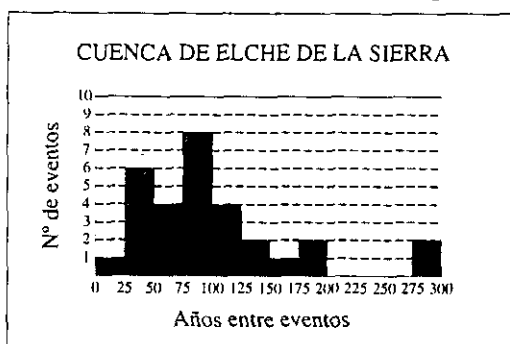


Fig. VIII.11. Histograma de frecuencias de edades relativas entre niveles de mezcla totales en la columna de detalle CELITE1.

corresponde al evento  $E_7$  con 344 años, mientras que el mínimo corresponde a los eventos  $E_1$ ,  $E_{16}$  y  $E_{18}$  con 40 años. En la curva acumulada (Fig. VIII.12B) se puede observar cómo los periodos en los que la actividad es mayor (menor pendiente de la curva) se sitúan al inicio, mitad y final de la curva, separados por periodos de menor actividad. La recurrencia sísmica media para la sección es de 106 años, con una desviación estándar de  $\pm 82$  años (Fig. VIII.12C). El histograma de frecuencias muestra una concentración máxima entre los 25 y 50 años, presentando forma de semicampana de Gauss.

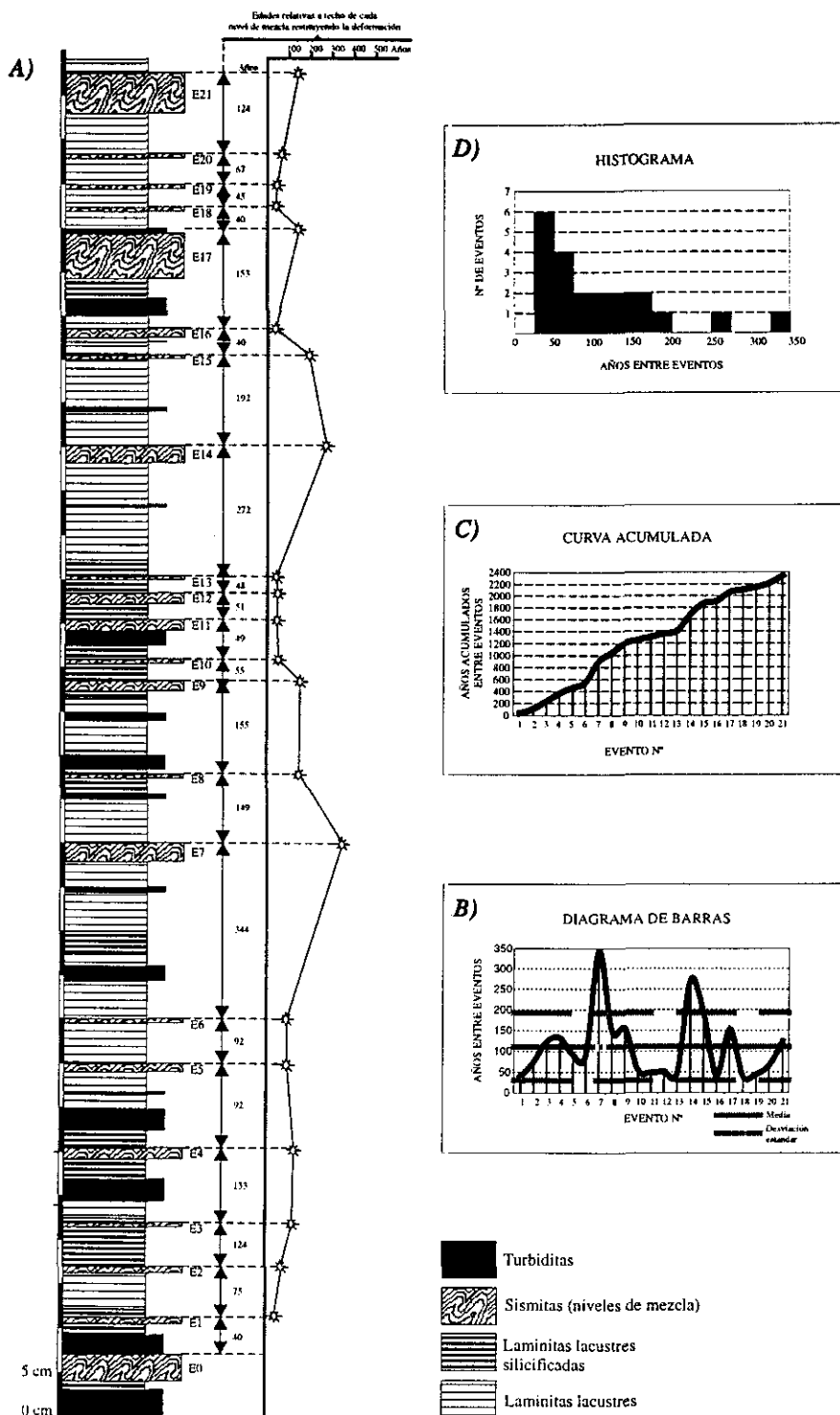


Fig. VIII.12. A) Columna estratigráfica de detalle Cenajo 1, B) curva acumulada de edades entre eventos, C) diagrama de barras de edades entre eventos, D) histograma de frecuencias de edades entre eventos.





### VIII. 3. 4. Síntesis sobre las medias de recurrencia total de paleoterremotos para las cuencas de Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo

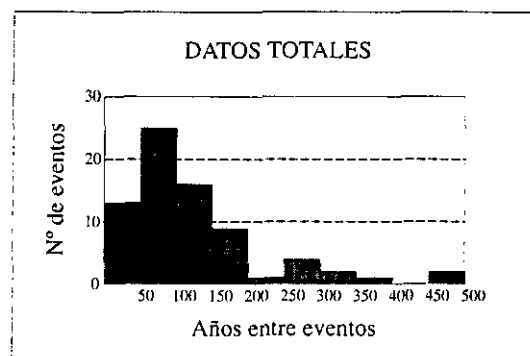
Si sumamos todos los años contabilizados en las tres cuencas obtenemos un total de 9.446 años de registro para 73 eventos datados. La disposición estratigráfica relativa de estas columnas entre sí no puede ser precisada, tan solo se puede decir que todas se sitúan dentro de los últimos tramos de la sedimentación de las cuencas, por lo que la suma de los datos sólo se puede utilizar para el cálculo de la media y no como valores acumulados. De este modo, la recurrencia sísmica total para el área durante el Mioceno superior es de 128 años, con una desviación estándar de  $\pm 98$  años (Tabla VIII.1).

	Nº eventos datados	Años de registro	Recurrencia media (años)	Desviación estándar	Recurrencia mínima (años)	Recurrencia máxima (años)
Columna Híjar 1	11	1189	119	$\pm 33$	76	176
Columna Híjar 2	10	2752	250	$\pm 150$	55	454
Columna CELITE1	31	3165	102	$\pm 65$	23	290
Columna Cenajo 1	21	2340	106	$\pm 82$	40	344
<b>Datos Totales</b>	<b>73</b>	<b>9446</b>	<b>128</b>	<b><math>\pm 98</math></b>	<b>23</b>	<b>454</b>

*Tabla. VIII.1. Resultados de los datos extraídos para los periodos de recurrencia de las columnas estratigráficas de detalle de las cuencas de Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo.*

El histograma de frecuencias de todos los datos en conjunto de las cuencas estudiadas tiene forma de semicampana de Gauss, con un máximo entre los 50 y 100 años (Fig. VIII.13). Si se representa el conjunto de la población en un gráfico en el que se proyecte la potencia de los niveles de mezcla (eje y) y las edades relativas de estos (eje x), se obtiene una concentración máxima de puntos entre los 50 y 150 años y entre 0,5 y 2 cm (Fig. VIII.14).

Las medias de recurrencia de paleoterremotos para las cuencas de Elche de la Sierra y El Cenajo es muy similar, 102 años y 106 años respectivamente. La Cuenca de Híjar presenta una recurrencia mayor, 187 años. Este aumento es consecuencia de la adición de los eventos de la columna Híjar2 (de 250 años de recurrencia) a la columna Híjar1 (de 119 años de



*Fig. VIII.13. Histograma de frecuencias de edades relativas entre niveles de mezcla totales en las cuencas de: Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo.*

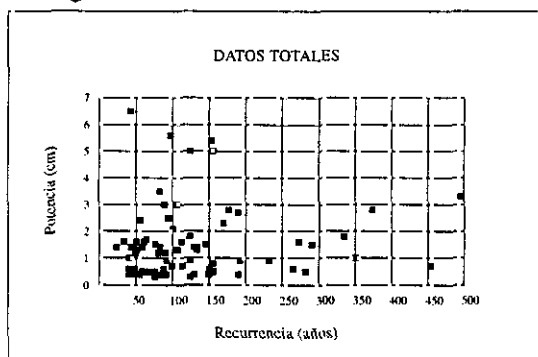


Fig. VIII.14. Representación cartesiana de potencias de niveles de mezcla y edades relativas de cada evento, para el total de la población de datos de las cuencas de Híjar, Elche de la Sierra-Cobatillas y El Cenajo.

dúctil-frágil, sin que se rebase la barrera de fluidificación (magnitud 5 o superior). Tan sólo 11 eventos de los estudiados presentan los niveles de deformación completos o se puede observar fluidificación en ellos; por tanto, estos niveles de mezcla pertenecerían a eventos sísmicos de magnitud 5 o superiores.

Esta solución es similar a los resultados obtenidos en otras áreas, en las que se han podido estudiar periodos de miles de años de actividad sísmica. En el estudio realizado por Ben-Menahem (1991) en la zona del Mar Muerto, en el que ha combinando paleosismicidad, arqueología, citas bíblicas, sismicidad histórica e instrumental, este autor obtiene una recurrencia sísmica de 83 años (para terremotos de magnitud 6 con una desviación estándar de  $\pm 32$  años para 4.000 años de registro). Beck *et al.* (1996) establecen la recurrencia de paleoterremotos a partir de estructuras de deformación observadas en sedimentos varvados de origen glaciar (Cuaternario) en el lago Annecy (NE de los Alpes franceses). Utilizan dataciones absolutas y relativas (mediante sedimentos varvados), datando 40 eventos repartidos en 3700 años de columna estratigráfica. Las sismitas que identifican no superan los 10 cm de potencia y corresponden a niveles fracturados y estructuras en almohadilla. Obtienen recurrencias entre 100 y 150 años para una datación realizada teniendo en cuenta una etapa de deshielo lenta durante la sedimentación, o de 50 a 250 años si tienen en cuenta una etapa intermedia templada entre las glaciaciones Würm-II y Würm-III.

### VIII. 2.5. Facetas triangulares

Otra de las técnicas que se pueden utilizar para el cálculo de la ocurrencia de grandes terremotos en el pasado reciente (antes de las primeras crónicas históricas) es el estudio de facetas triangulares en fallas normales (Wallace, 1984). Estas estructuras se desarrollan en materiales consolidados que han sido afectados por fallas normales con rotura superficial, como consecuencia de un terremoto. La componente de movimiento de estas fallas ha de ser principalmente en la

recurrencia). Por tanto, la columna Híjar1 sí se ajusta a la media regional de 128 años. La dispersión de la columna Híjar2 sería consecuencia de la aparición de movimientos de *creep* que alargarían la recurrencia sísmica durante la sedimentación de este tramo.

Según las características de las deformaciones que presentan la mayoría de los niveles de mezcla estudiados, la magnitud media estimada estaría entorno a 4 o 5. Esto se debe a que la mayoría de los eventos (un total de 62) corresponderían a los primeros estadios de desarrollo del nivel de mezcla (ver apartado VII.3.4.). En estos niveles de mezcla sólo aparecería la banda de deformación correspondiente al plegamiento y fracturación



vertical. Cada vez que la falla normal se mueve como consecuencia de un terremoto se reactiva el escarpe de falla, el cual es erosionado progresivamente, tanto por una componente paralela a la falla, que le hace retroceder con respecto a la traza de la falla y perder buzamiento, como por una componente perpendicular por la acción de canales que hacen incisiones en el escarpe. El efecto combinado de estas dos componentes de erosión genera zonas homogéneas de morfología triangular sobre el plano de falla aflorante (Fig. VIII.15). Cuando se vuelve a generar otro terremoto el escarpe se reactiva, quedando colgado el anterior escarpe y sus facetas triangulares. Los procesos erosivos volverán a formar una nueva familia de facetas triangulares entre la traza de la falla y la familia de facetas anterior (Fig. VIII.15). Este proceso se volverá a repetir sucesivamente a medida que se vayan produciendo terremotos que reactiven el escarpe de falla. De este modo, cada familia de facetas indicará un movimiento de la falla, pudiéndose datar en función del buzamiento del plano de cada familia de facetas (cuanto menor sea el buzamiento mayor será la edad del escarpe). También hay que tener en cuenta posibles desplazamientos gravitacionales o erosión diferencial de los planos de falla, en función de condiciones climáticas específicas (Vittori *et al.*, 1991).

En la zona de estudio se han identificado facetas triangulares, principalmente en las fallas normales que limitan las cuencas lacustres. Los ejemplos más claros son las fallas del borde norte y sur de la Cuenca de Camarillas-Las Minas (Fig. VIII.16), falla del borde norte de la Cuenca de Gallego y la falla normal de Calasparra (Fig. VIII.17). En la falla del borde sur de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, además del facetado triangular, se puede observar un sistema de abanicos activo asociado a los movimientos de esta falla. Las facetas triangulares están indicando que la actividad de estas fallas normales continúa en la actualidad y que son estructuras potencialmente generadoras de terremotos importantes.

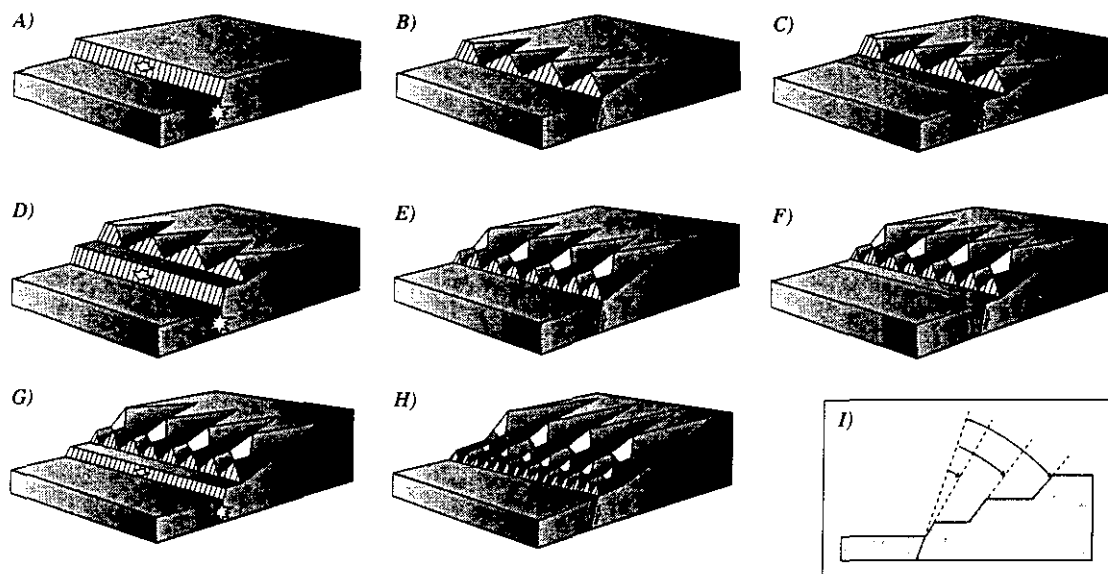
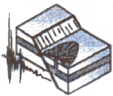


Fig. VIII.15. Sucesión evolutiva de las facetas triangulares asociadas a diferentes movimientos de una falla (A-H). I: variación del ángulo de pendiente de las facetas con la edad del desplazamiento al que están asociadas. Modificada de Hamblin (1976).



*Fig. VIII.16. Facetas triangulares de la falla normal del borde N de la Cuenca de Camarillas-Las Minas.*



*Fig. VIII.17. Doble facetado triangular de la falla normal de Calasparra.*

Las técnicas de datación de facetas triangulares presentan un alto grado de complejidad e incertidumbre, debido a que: se necesitan estudios topográficos de detalle, establecimiento de parámetros geomorfológicos locales de erosión, climáticos y de susceptibilidad a la erosión de los materiales afectados. A esto hay que sumar que cada familia de facetas triangulares puede representar tres procesos diferentes:

- a) un único evento sísmico importante
- b) varios terremotos de menor entidad seguidos en el tiempo con periodos de calma sísmica entre familias de facetas



c) movimientos continuos de *creep*.

Debido a esto, y a que constituye una vía de investigación diferente a la del presente trabajo, no se han tratado en profundidad, pero si se han utilizado como indicadoras de la actividad tectónica reciente de las fallas normales de la zona.

### VIII. 3. CONTRASTE ENTRE EL PARÁMETRO "b" DE TERREMOTOS ACTUALES Y PALEOTERREMOTOS (MIOCENO SUPERIOR)

Para establecer una relación entre los datos referentes a la potencia de los niveles de mezcla, el origen sísmico de los mismos y la magnitud del terremoto que los ha generado, se ha utilizado la ley de Gutenberg-Richter.

Según Gutenberg y Richter (1954), el número de terremotos por año (N) y su magnitud (m) cumple la siguiente relación empírica:

$$\log N = a - b m \quad [\text{VIII.1}]$$

siendo a y b constantes. El número acumulado de eventos (N) en relación con la magnitud (m) debe corresponder a una función exponencial, la cual se ajusta a una recta si se representa en una gráfica semilogarítmica. Aki (1965) propone la siguiente ecuación para el cálculo de la pendiente de dicha recta de ajuste (b):

$$b = \log(e) / (M - M_{\text{MIN}}) \quad [\text{VIII.2}]$$

donde:  $\log(e) = 0,4343$ , M es la magnitud media y  $M_{\text{MIN}}$  la magnitud mínima de la muestra elegida.

#### VIII. 3. 1. Caracterizaciones previas de la sismicidad en la Cordillera Bética

Existen varios trabajos previos (Karnik, 1971; Hatzfeld, 1978; De Miguel *et al.*, 1983; García Dueñas *et al.*, 1984; Vidal *et al.*, 1984; Sanz de Galdeano y López Casado, 1988; Buforn *et al.*, 1988; López Casado *et al.*, 1995; Camacho y Alonso Chaves, 1996) en los que se caracterizan sísmicamente diferentes zonas de las Béticas y zonas aledañas mediante la aplicación de la ley de Gutenberg-Richter. Estos autores caracterizan diferentes áreas interpretando el parámetro b a partir de datos de sismicidad instrumental (Fig. VIII.18).

El periodo instrumental en España comienza en 1910. Karnik (1971) utiliza un periodo comprendido entre 1901 y 1955, es decir, utiliza datos históricos e instrumentales, para estudiar el parámetro b. El área que considera corresponde a toda la Cordillera Bética y el Mar de Alborán, con un intervalo de magnitudes entre 4,3 y 6,3. El valor de b que obtiene es de 1,0 (Fig. VIII.18A).

Hatzfeld (1978) aplica para la misma área la ley de Gutenberg-Richter y obtiene un valor de  $b = 0,8$ , muy similar al anterior. Utiliza datos para el periodo comprendido entre 1962-1976, pero



Autor	b	Periodo de tiempo	Intervalo de magnitudes	Zona
<b>A</b> Karnik (1971)	1,0	1901-1955	4,3-6,3	
<b>B</b> Hatzfeld (1978)	0,8	1962-1976	3,0-5,3	
<b>C</b> De Miguel <i>et al.</i> (1983)	0,86	1948-1962	3,5-5,3	
	1,02	1962-1975		
<b>D</b> Vidal <i>et al.</i> (1984)	0,86	1948-1961	m > 2,5	
	0,78	1962-1975		
<b>E</b> Bufo <i>et al.</i> (1988)	0,75±0,02	1963-1984	4-7	
<b>F</b> Sanz de Galdeano y Lopez Casado (1988)	1,0	1930-1985	3,5-6,2	
<b>G</b> López Casado <i>et al.</i> (1995)	I: 0,75±0,08	1930-1992	3,5-4,8	
	II: 1,1±0,1		3,5-5,2	
	III: 0,8±0,1		3,5-4,8	
<b>H</b> López Casado <i>et al.</i> (1995)	I: 1,1±0,1	1930-1992	3,5-5,4	
	II: 1,1±0,1		3,5-5,7	
	III: 0,64±0,4		4,5-7,3	
<b>I</b> López Casado <i>et al.</i> (1995)	I: 0,84±0,06	1930-1992	3,5-4,5	
	II: 1,01±0,06		3,0-5,4	
	III: 1,0±0,3		3,5-5,3	
<b>J</b> Camacho y Alonso (1996)	0,739	1984-1994	3-5	
<b>K</b> Presente trabajo	I: 0,86±0,06	Mioceno sup. 9446 años	3,7-6,0	
	II: 0,86±0,08	1980-1995	2,7-5,2	

Fig. VIII.18. Recopilación de caracterizaciones sísmicas de las Béticas y áreas aledañas mediante el parámetro b.



hay que hacer constar que utiliza terremotos de magnitudes entre 3,0 y 5,3, cuando para estas fechas la detectabilidad de la red sísmica no era fiable por debajo de magnitudes de 3,5 (Fig. VIII.18B).

De Miguel *et al.* (1983) calculan el parámetro  $b$  para todas las Béticas y obtienen un valor de 0,86 para el periodo de tiempo de 1948 a 1962, y de 1,02 entre 1962 y 1975. Para ambos periodos utilizan magnitudes entre 3,5 y 5,3. Utilizando estos datos, García Dueñas *et al.* (1984) afirman que la energía sísmica que se libera preferentemente en la Cordillera Bética es moderada. Así, para el periodo entre 1948 y 1975, establecen un modelo de ocurrencia cuyo límite superior es de magnitud  $6 \pm 0,5$ , para sismos superficiales (Fig. VIII.18C).

Vidal *et al.* (1984) estudian un área mucho más restringida en la Depresión de Granada. Dicha zona es prácticamente cuadrangular y abarca 7.430 km<sup>2</sup>, con la ciudad de Granada situada en el cuadrante NE. Utilizan sismos de magnitud superior a 2,5 para dos periodos de tiempo: 1948-1961 y 1962-1975. Los valores de  $b$  que obtienen para estos dos periodos, son respectivamente: 0,86 y 0,78. La mayoría de los sismos que estudian son superficiales (por encima de los 50 km) y afirman que las numerosas fracturas de la zona relajan los esfuerzos impidiendo la aparición de terremotos de magnitudes importantes. Todo esto confirma a su vez los valores de  $b$  que han obtenido (0,86 y 0,78), que indican la ocurrencia de sismos de baja a moderada magnitud, pero no descartan la posibilidad de que se generen sismos de magnitudes superiores a 6, como el de 1884. A su vez, indican la insuficiencia de información de sismicidad histórica para confirmar esta premisa (Fig. VIII.18D).

Para la zona del Golfo de Cádiz, Buform *et al.* (1988) obtienen un valor de  $b = 0,75 \pm 0,02$  para magnitudes entre 4 y 7 y un periodo de tiempo comprendido entre 1963 y 1984. Para prácticamente la misma área (algo más restringida) para magnitudes entre 3 y 5, y entre 1984 y 1994, Camacho y Alonso Chaves (1996) (Fig. VIII.18J) obtienen un valor de  $b = 0,739$ , similar al anterior (Fig. VIII.18E).

Sanz de Galdeano y López Casado (1988) dividen la Cordillera Bética en 18 zonas (Fig. VIII.19) por criterios estructurales y sísmicos, calculando en cada una de ellas el parámetro  $b$  por separado. La zona de estudio de campo del presente trabajo corta 4 de las zonas seleccionadas por estos autores. Los valores de  $b$  para zonas próximas o incluidas

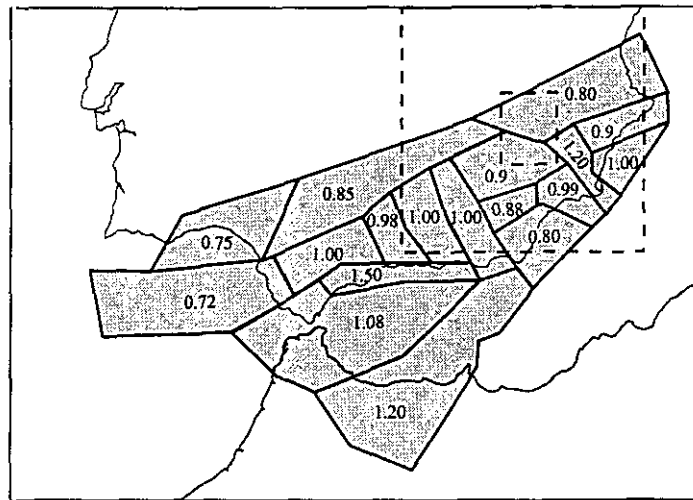


Fig. VIII.19. Zonaciones en las Béticas establecidas por Sanz de Galdeano y López Casado (1988) para el cálculo del parámetro  $b$  (intervalo 1930-1985; magnitudes 3,5-6,2). Las zonas que aparecen en trazo discontinuo corresponden a la zona de estudio de campo (pequeña) y al área seleccionada para el estudio de la sismicidad (grande).



dentro de esta zona aparecen en la tabla VIII.2.

Zona	Intens.	Mag.	Intervalos temporales / b		
			Histórico	Instrumental (1)	1960/92 (2)
Arco Alcaraz-Cuenca del Guadalquivir	V - IX	3,5 - 5,1	1357-1992 $0,3 \pm 0,2$	1930-1992 $0,85 \pm 0,02$	$0,86 \pm 0,07$
Arco Alcaraz	V - VII	3,5 - 5,0	1785-1992 $0,23 \pm 0,02$	1933-1994 $0,9 \pm 0,1$	$1,0 \pm 0,1$
Arco Alcaraz-Valencia	VI - IX	3,5 - 5,8	1598-1992 $0,40 \pm 0,08$	1930-1992 $0,8 \pm 0,1$	$0,8 \pm 0,07$
Corredor del Segura	V - VII	3,5 - 4,5	1743-1992 $0,4 \pm 0,08$	1930-1992 $1,2 \pm 0,4$	$1,3 \pm 0,05$

**Tabla. VIII.2.** Parámetros *b* obtenidos por Sanz de Galdeano y López Casado (1988) para diferentes zonas de la cordillera Bética.

El valor medio de *b* obtenido para todas las zonas en conjunto está próximo a 1, que es el valor que obtienen para toda la Cordillera Bética. Las variaciones de *b* en las diferentes zonas elegidas por los autores las explican por una baja calidad en las muestras y por la elección de zonas demasiado específicas en las que se engloba una única fuente sismogénica. Los datos de sismicidad histórica en intensidades dan rangos de *b* entre 0,23 y 0,5, no correlacionables con los datos instrumentales. Estos autores explican este descenso en la pendiente de la recta de ajuste como consecuencia del cambio de comportamiento en la actividad sísmica o por variaciones temporales de *b*.

López Casado *et al.* (1995) realizan un estudio del parámetro *b* utilizando datos históricos (*b<sub>h</sub>*: 1390-1910) e instrumentales (*i<sub>1</sub>*: 1930-1992; *i<sub>2</sub>*: 1960-1992) y relacionan diferentes zonaciones para comparar resultados. También clasifican la sismicidad por profundidades, considerando terremotos superficiales por encima de los 30 km, intermedios entre 35 y 180 km y profundos entre 600 y 700 km, sin que exista registro entre 180 y 600 km. La mayoría de los sismos se localizan entre los 40 y 180 km. Seleccionan datos de intensidades superiores a V y magnitudes superiores a 3,5. Inicialmente, efectúan una zonación para el cálculo de *b* teniendo en cuenta agrupaciones de epicentros (Fig. VIII.18G). Los resultados obtenidos en zonas próximas a la zona de campo del presente trabajo dan valores análogos para el periodo instrumental (Enguera *b*(*i<sub>1</sub>*) =  $0,75 \pm 0,08$ , *b*(*i<sub>2</sub>*) =  $0,78 \pm 0,01$  (Fig. VIII.18G.I); Murcia *b*(*i<sub>1</sub>*) =  $1,1 \pm 0,1$ ; *b*(*i<sub>2</sub>*) =  $1,16 \pm 0,04$  (Fig. VIII.18G.II); Vera *b*(*i<sub>1</sub>*) =  $0,8 \pm 0,1$ ; *b*(*i<sub>2</sub>*) =  $0,8 \pm 0,2$  (Fig. VIII.18G.III)). Para la sismicidad histórica, utilizando intensidades, obtienen valores mucho menores, entre  $0,46 \pm 0,05$  para Murcia y  $0,26 \pm 0,02$  en Málaga. Estos datos no concuerdan con los obtenidos con los datos instrumentales y lo explican como consecuencia de posibles cambios en la actividad sísmica y a las diferentes características de los agrupamientos.





En la figura VIII.18H se representan zonaciones nuevas realizadas por López Casado *et al.* (1995) teniendo en cuenta los dominios corticales de la región. Obtienen valores de  $b$  muy similares a los de las subdivisiones anteriores y a los obtenidos para el Golfo de Cádiz por Sanz de Galdeano y López Casado (1988), Buform *et al.* (1988) y Camacho y Alonso Chaves (1995). Los resultados obtenidos son los siguientes:

- Béticas:  $b_h = 0,52 \pm 0,05$ ;  $b(i_1) = 1,1 \pm 0,1$ ;  $b(i_2) = 1,25 \pm 0,08$
- Alborán:  $b_h = 0,3 \pm 0,2$ ;  $b(i_1) = 1,1 \pm 0,1$ ;  $b(i_2) = 1,09 \pm 0,09$
- Norte de Argelia:  $b_h = 0,43 \pm 0,02$ ;  $b(i_1) = 0,79 \pm 0,05$ ;  $b(i_2) = 0,76 \pm 0,04$
- C. San Vicente-Gibraltar:  $b_h = \text{sin datos}$ ;  $b(i_1) = 0,64 \pm 0,4$ ;  $b(i_2) = 0,66 \pm 0,02$
- Marruecos:  $b_h = 0,49 \pm 0,05$ ;  $b(i_1) = 1,3 \pm 0,2$ ;  $b(i_2) = 1,4 \pm 0,2$

Se puede ver una clara diferencia entre los resultados de las zonas del este y las del oeste, con valores mayores en las primeras con respecto a las segundas. La sismicidad histórica vuelve una vez más a reflejar valores bajos de  $b$ .

López Casado *et al.* (1995) realizan una nueva subdivisión teniendo en cuenta en este caso terremotos de profundidad intermedia (de 35 a 180 km) y obtienen los siguientes resultados (Fig. VIII.18I):

- Golfo de Cádiz:  $b(i_1) = 1,0 \pm 0,3$ ;  $b(i_2) = 1,4 \pm 0,3$
- Málaga:  $b(i_1) = 1,01 \pm 0,05$ ;  $b(i_2) = \text{sin datos}$
- Alborán:  $b(i_1) = 0,84 \pm 0,06$ ;  $b(i_2) = 0,81 \pm 0,03$

Se puede observar cómo los resultados son análogos a los obtenidos con otras zonaciones.

En líneas generales, López Casado *et al.* (1995) resumen los resultados obtenidos definiendo valores altos de  $b$  en la Cordillera Bética, Mar de Alborán y Marruecos, y valores bajos de  $b$  en Azores-Gibraltar y norte de Argelia. La zona de Azores-Gibraltar representa la zona de contacto entre la Microplaca Ibérica y la Placa Africana, con direcciones medias de compresión N-S y movimientos dextrosos de las fallas transformantes (Buform *et al.*, 1991). La disposición E-O de algunas de estas fallas puede generar una subducción incipiente y acumulación de una considerable energía, lo que explica valores de  $b$  próximos a 0,6. El norte de Argelia presenta valores de  $b = 0,77$ , lo cual indica que es un caso similar al anterior, en el que se puede acumular una gran cantidad de energía y producir terremotos fuertes. Según Buform *et al.* (1991), esta zona también está caracterizada por fallas inversas E-O con una compresión N-S.

Los valores de  $b$  calculados por López Casado *et al.* (1995) para los tres grandes sectores sísmicos de la Cordillera Bética, Mar de Alborán y Marruecos, son altos, próximos a 1. Según estos autores, los valores relativamente más bajos corresponden al Mar de Alborán, que es una zona de corteza continental adelgazada seccionada por grupos de fracturas, siendo las más importantes las NNE-SSO. Sin embargo, en Marruecos los valores de  $b$  son anómalamente altos, lo cual se debe a la carencia de registro. Las Béticas ( $b = 1,1$  de media) representan una estructura compleja surcada por grandes fallas que disipan de forma relativamente rápida la energía. Los principales sistemas de fallas son NO-SE y NE-SO, a lo que atribuyen la génesis de terremotos de forma continua pero de



magnitudes bajas. Esta complejidad y la disposición de las fallas en todas las direcciones, son los factores con los que justifican los valores de  $b$  obtenidos en esta zona. También tienen en cuenta que se pueden generar terremotos importantes, como el de Arenas del Rey en 1884, de intensidad  $X$  ( $M = 6,9 \pm 0,3$ ).

Teniendo en cuenta esta situación, López Casado *et al.* (1995) afirman que, aunque se haya definido correctamente una zona desde el punto de vista sísmico y estructural, no se puede estar seguro de su caracterización mediante  $b$  (con datos históricos o instrumentales) por dos razones:

- a) Los periodos de recurrencia asociados a una falla en particular pueden ser de cientos o miles de años.
- b) Los datos disponibles en algunos casos no superan los 50 años.

Esto indica que la aplicación del parámetro  $b$  para focos sísmicos pequeños no es válida si se utiliza sólo el catálogo sísmico. Para valores intermedios y bajos  $b$  puede utilizarse como valor orientativo, mientras que para valores altos no garantizaría que se pudiesen generar terremotos importantes. Con lo cual, tanto el periodo histórico como el instrumental se revelan insuficientes para la utilización fiable del parámetro  $b$ .

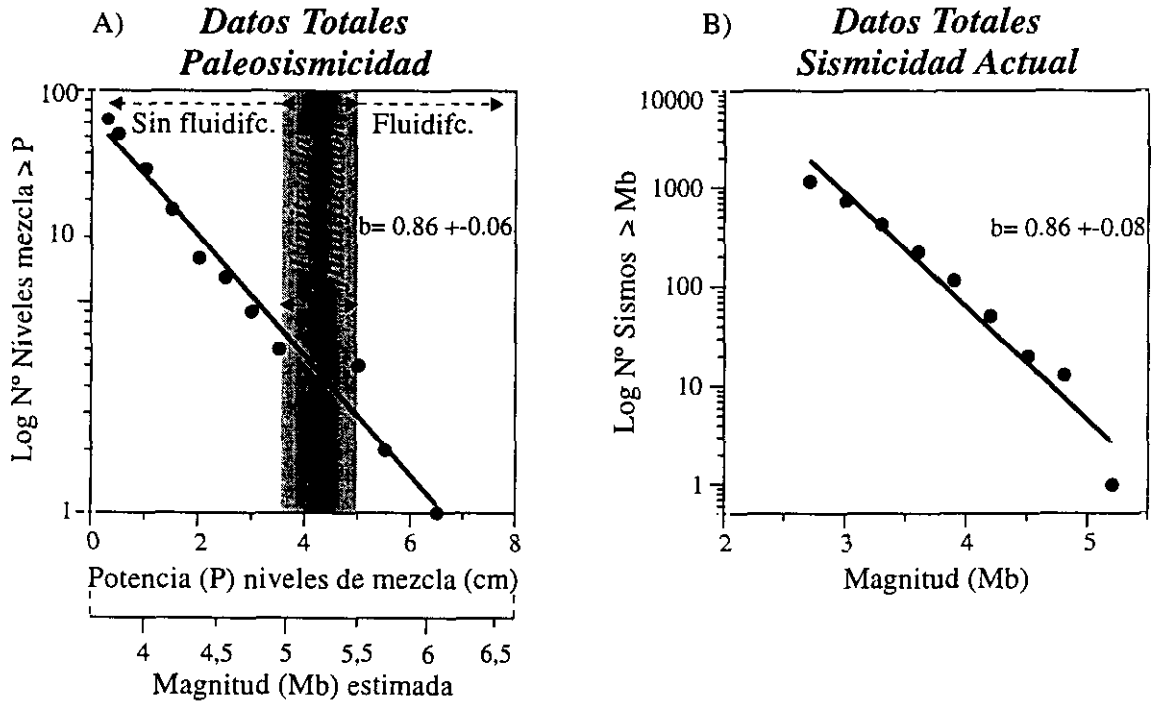
Los bajos valores de  $b$  que obtienen sistemáticamente López Casado *et al.* (1995) con la sismicidad histórica son un reflejo de la falta de registro histórico para los terremotos de intensidades bajas. Es decir, los cronistas sólo registran eventos en los que la población haya podido sentir el sismo o si han sido catastróficos, a lo que hay que sumar la aparición de sismos en zonas deshabitadas que tampoco son registrados. Además, algunos autores, como López Casado *et al.* (1995), establecen que el límite mínimo de fiabilidad para sismos históricos es de intensidad  $V$  (MKS) o magnitud 3,5. De este modo, el registro histórico carece de datos fiables para intensidades o magnitudes bajas, que están marcando la disipación progresiva de la energía acumulada. La sismicidad histórica va a ser muy útil en la búsqueda de terremotos importantes y en el cálculo de sus periodos de recurrencia, siempre que este intervalo esté dentro del periodo de tiempo que abarca la sismicidad histórica. Por tanto, será necesario recurrir al registro geológico para identificar periodos de retorno largos o para identificar sismos de magnitudes bajas, siempre que las características de los sedimentos lo permitan.

### VIII. 3. 2. Relación entre la paleosismicidad y la sismicidad actual a partir del parámetro “ $b$ ”

Si se asume que la potencia de los niveles de mezcla tiene una relación directa con la fuerza desestabilizadora que los ha generado (magnitud sísmica), la población de paleosismos observados debería cumplir la ley de Gutenberg-Richter. Se ha aplicado conjuntamente esta ley a todos los niveles de mezcla (73 eventos), datados de forma relativa, en las cuencas de Híjar, El Cenajo y Elche de la Sierra-Cobatillas. En este caso se ha utilizado la potencia de estos niveles como reflejo de la magnitud. El resultado es que el número acumulado de eventos se ajusta a una función exponencial y consiguientemente, a una recta al representarla en una gráfica semilogarítmica. Por tanto, cumplen



la ley de Gutenberg-Richter, dato que apoya aún más el origen sísmico de estas estructuras. La pendiente de la recta a la que se ajustan estos datos es de  $b = 0,86 (\pm 0,06)$  (Fig. VIII.20A).



**Fig. VIII.20.** Representación en una gráfica semilogarítmica del número acumulado de eventos versus magnitud (Ley de Gutenberg-Richter): a) datos paleosísmicos pertenecientes a niveles de mezcla de las cuencas de Camarillas-Las Minas, El Cenajo y Elche de la Sierra-Cobatillas (relación entre potencia y magnitud); y b) datos de sismicidad instrumental del área (longitud:  $0^\circ$  a  $-4^\circ$ ; latitud:  $37^\circ$  a  $40^\circ$ ).

Para poder establecer una relación entre la potencia de los niveles de mezcla y la magnitud del sismo que los ha generado se ha utilizado esta ley y el límite a la licuefacción de materiales sedimentarios ( $M > 5.5$ ). Una vez proyectados los datos (número de eventos *versus* potencia) en una gráfica semilogarítmica, los límites a la fluidificación se sitúan en la gráfica junto a las potencias de los niveles de mezcla que presentan licuefacción incipiente (magnitud 5) y en los que la fluidificación se presenta como un fenómeno bien desarrollado (magnitud 5.5). De esta manera, se puede desarrollar una función de extrapolación para transformar potencias a magnitudes asociadas; esta función tendría la siguiente expresión:

$$M = 4 + ((P-1) / 2,666) \quad [\text{VIII.3}]$$

donde P es la potencia (en milímetros) del nivel de mezcla y M la magnitud sísmica asociada.

Esta relación es válida para los sedimentos de este área, pero podría transformarse en función de las características que presenten otros sedimentos; como por ejemplo, mayor potencia de las



laminitas, lo que se traduce en un posible aumento del espesor de los niveles de mezcla para una magnitud sísmica que en láminas más finas generaría estructuras menos potentes. También hay que tener en cuenta que, la variable que más va a influir en el desarrollo de estas estructuras es la litificación, es decir, el límite en profundidad en el que el sedimento no se ve afectado por el movimiento sísmico, característica que va a influir en la potencia media de los niveles de mezcla desarrollados sísmicamente. La magnitud media calculada para los datos paleosísmicos es 4,2 con una magnitud mínima de 3,7 y máxima de 6,1.

Para poder establecer una relación entre los datos de paleosismicidad referentes al Mioceno superior y el fenómeno sísmico actual, se ha aplicado esta ley a los datos de sismicidad instrumental. Estos datos de sismicidad se han seleccionado en función de la detectabilidad de la red sísmica del I.G.N. De esta manera, se han extraído los datos del catálogo pertenecientes al intervalo de tiempo comprendido entre 1980 y 1995, en el que la detectabilidad de la red es mayor. Esta detectabilidad ofrece las máximas garantías a partir de magnitudes superiores a 2,7. Se ha seleccionado un total de 1.169 datos de sismos con magnitudes superiores a 2,7 (magnitud máxima 5,2, magnitud media 3,2) en el intervalo de tiempo citado. El área en el que se han seleccionado es la misma que la utilizada en el análisis de la sismicidad (ver capítulo V), ya que de este modo se tiene una visión regional del fenómeno sísmico. Además, los sedimentos laminados van a comportarse como paleosismógrafos que reciben información de diferentes puntos de la zona registrando una sismicidad regional. La distribución de estos datos se ajusta a una función exponencial y, por tanto, a una recta al representarse en una gráfica semilogarítmica, cuya pendiente es de  $b = 0,86 (\pm 0,08)$  (Fig. VIII.20B).

Por lo tanto, los datos de paleosismicidad y sismicidad instrumental presentan una distribución muy similar, siendo la pendiente de la recta de ajuste de ambas en torno a 0,86. Este valor está dentro de los márgenes de verosimilitud establecidos por Lee y Stewart (1981), fijados entre 0,6 y 1,2 para sismicidad regional. Según Gutenberg-Richter (1954), el valor de  $b = 0,89$  es una cifra utilizada como medida de sismicidad regional, siendo este un valor al cual se aproxima el obtenido para la zona de estudio (Fig. VIII.20). Como ya se ha podido contrastar en el apartado anterior (VIII. 3.1) los valores de  $b$  obtenidos por diferentes autores en distintas zonas de las Béticas son muy similares a los calculados en el presente trabajo. Esto indica una cierta uniformidad de la sismicidad regional en la Cordillera Bética para las diferentes zonas que seleccionan para el cálculo de  $b$ . Según este análisis, los valores bajos de  $b$  obtenidos para la sismicidad histórica no son debidos a un cambio en el comportamiento de la actividad sísmica, sino que son un reflejo de la falta de registro de eventos de baja magnitud.

En conclusión, las condiciones de sismicidad son muy similares en el Mioceno superior y en la actualidad puesto que la relación número de eventos vs. magnitud de esta sismicidad es muy similar. Así mismo, las magnitudes deducidas de la paleosismicidad y las de la sismicidad actual corresponden a una actividad moderada, con magnitudes medias entre 5,1 y 3,2, respectivamente (teniendo en cuenta que se trata de intervalos de duración muy diferente).

Cabe destacar que en las cuencas estudiadas quedó registrado un evento sísmico, inmediatamente anterior a los datos tratados, con una magnitud estimada en torno a 8. Las estructuras de deformación producidas por el evento (*slumps*) son las mayores conocidas para sistemas lacustres (ver apartado VII. 3.6). Esto indica claramente que, con niveles de actividad



sísmica moderada, no son descartables eventos singulares “fuera de escala”.

### VIII. 3.3. Análisis de la subsidencia sísmica en las cuencas estudiadas

La magnitud de un terremoto está condicionada por los parámetros de rotura de las fallas, particularmente de su longitud y de su desplazamiento. Hay publicadas numerosas relaciones empíricas entre estos parámetros, siendo quizás la más completa hasta el momento la de Wells y Coppersmith (1994). Estos autores relacionan, para los distintos tipos de fallas (normales, desgarres e inversas), la magnitud del momento ( $M$ ) con la longitud de la rotura superficial, el desplazamiento máximo, el desplazamiento promedio, la longitud de la rotura subterránea y el área de rotura de la falla causante del terremoto (Fig. VIII.21).

Las magnitudes mínimas consideradas se sitúan en torno a 4,5, ya que la base de datos está construida a partir de terremotos históricos.

Dado el tipo de datos paleosísmicos y sedimentológicos expuestos hasta el momento, podemos intentar estimar, a grandes rasgos, a partir de este tipo de análisis, cuál fue la cuantía del hundimiento de las cuencas neógenas provocada por los paleoterremotos detectados. Se presenta a continuación un ensayo de cuantificación del hundimiento debido dichos paleoterremotos. Esta cuantificación es parcial ya que se deduce a partir de segmentos de la columna litoestratigráfica total que aparece en cada una de las cuencas. De acuerdo con ello, los resultados de hundimiento obtenidos tienen valor exclusivamente para el intervalo estratigráfico registrado en los segmentos de columna estudiados.

	Nº eventos datados	Potencia de la colum.	Tasa de sedim. (mm/año)	Magnitud mínima	Magnitud máxima
Columna Híjar 1	11	0,87 m	0,73	3,8	4,9
Columna Híjar 2	10	1,4 m	0,5	4,1	5,5
Columna CELITE1	31	2,03 m	0,64	3,7	6,1
Columna Cenajo 1	21	1,54 m	0,66	3,7	5,7

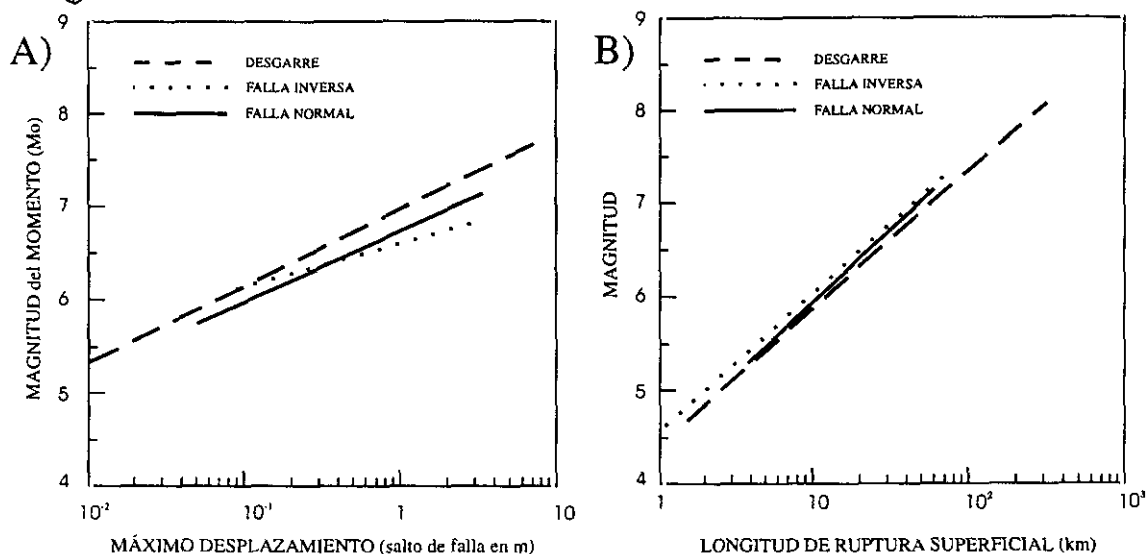
*Tabla VIII.3. Datos relativos a las columnas de detalle: Híjar1, Híjar2, Celite1 y Cenajo1.*

Para cada segmento de columna (Híjar1, Híjar2, Celite1 y Cenajo1) vamos a analizar el efecto que produciría la suma de los hundimientos provocados por el número de paleoterremotos detectados. Para esto utilizaremos el ábaco que relaciona la magnitud del momento con el máximo desplazamiento (Fig. VIII.21A), suponiendo movimientos en fallas normales con buzamientos medios de 60°.

Ya que las paleomagnitudes mínimas detectadas son inferiores a 4,5 (tabla VIII.3) vamos a considerar los efectos producidos por terremotos con magnitudes comprendidas entre 4,5 y 6.

En la tabla VIII.3 se muestran los datos necesarios para efectuar este análisis: el número de eventos, la tasa de sedimentación, la magnitud mínima y la máxima de los paleoterremotos detectados y la potencia de los sedimentos de cada uno de los segmentos de columna estudiados.

Para cada segmento de columna (Híjar1, Híjar2, Celite1 y Cenajo1) vamos a analizar el efecto que produciría la suma de los



**Fig. VIII.21.** Ábacos empíricos que relacionan: A) magnitud del momento/máximo desplazamiento y B) magnitud/longitud de ruptura superficial de la falla. Tomada de Wells y Coppersmith (1994).

Dado el nivel de paleosismicidad observado en los segmentos de columnas, los datos correspondientes a magnitudes de 4,5 serían los más adecuados. No obstante, resulta difícil establecer la relación existente entre la magnitud del momento ( $M$ ), empleada en los ábacos, y las magnitudes establecidas en este estudio a partir de la potencia de los niveles de mezcla. Ya que la magnitud del momento es una medida directa de la energía liberada durante un terremoto, la relación con las magnitudes determinadas a partir de la medida de amplitudes de ondas sísmicas en los sismógrafos viene limitada, tanto por la respuesta de frecuencia de la Tierra, como por la mecánica del registro en los sismógrafos. En cualquier caso, se puede afirmar que las magnitudes de momento son ligeramente mayores que las magnitudes determinadas a partir de las ondas sísmicas (Wells y Coppersmith, 1994).

A partir de los niveles de mezcla no es posible determinar la duración del evento sísmico, por lo que resulta aún más difícil establecer la relación con la magnitud del momento. De este nodo, no podemos descartar que el nivel de paleosismicidad detectado corresponda a terremotos con magnitudes de momento superiores a 4,5.

Los resultados se muestran en la tabla VIII.4. Para distintas magnitudes de momento (entre 4,5 y 6), se calcula la suma de los hundimientos sísmicos (salto vertical acumulado) del número de eventos datados en cada segmento de columna. Su contraste con la potencia del segmento nos da el tanto por ciento de subsidencia sísmica (tabla VIII.5).

Los resultados obtenidos son muy similares para los segmentos de las columnas de Hajar 1, Celite 1 y Cenajo 1, y sensiblemente inferiores para Hajar 2.

Para terremotos de magnitudes de momento de 4,5, tan sólo el 1% de la potencia sedimentaria



de los distintos segmentos de columna puede explicarse directamente por la actividad paleosísmica detectada. Para magnitudes de momento de 5, el resultado es del 8%, mientras que para 5,5 es el 46%. Tan sólo si todos los terremotos detectados tuviesen magnitud de 6, la tasa de subsidencia sísmica excedería a la potencia de sedimentos acumulada en los periodos de tiempo correspondientes a los segmentos de columna considerados.

Magnitud del momento	Desplazamiento (m)	Salto vertic. acumu. (m)	Potencia estimada para cada segmento de columna (m)			
			Híjar 1	Híjar 2	CELITE1	Cenajo 1
4,5	0,001	0,00086	0,009	0,008	0,018	0,026
5	0,006	0,0052	0,057	0,052	0,11	0,16
5,5	0,03	0,026	0,33	0,3	0,63	0,93
6	0,15	0,12	1,65	1,5	3,15	4,65

**Tabla VIII.4.** Relación entre diferentes momentos de magnitud y las potencias (de origen sísmico) estimadas para cada segmento de columna.

Los valores inferiores (aproximadamente la mitad) que aparecen en el segmento Híjar 2 se deben, probablemente, al *creep* ya puesto de manifiesto en el apartado VII.3.1.

Para restringir algo más estos resultados, podemos efectuar otra relación con la magnitud del momento utilizando el ábaco de longitud de ruptura superficial (Wells y Coppersmith, 1994) (Fig. VIII.21B). Dado que en el apartado VIII.1.1. concluimos que el 95% de los epicentros de los paleoterremotos se pueden localizar a menos de 25 km de los lagos, se puede suponer que los terremotos detectados en cada cuenca fueron producidos por las fallas normales que las limitan.

Magnitud del momento	Porcentaje de subsidencia sísmica para cada segmento de columna			
	Híjar 1	Híjar 2	CELITE1	Cenajo 1
4,5	1 %	0,6 %	1 %	1 %
5	6 %	3 %	7 %	8 %
5,5	37 %	21 %	40 %	46 %
6	190 %	107 %	204 %	229 %

**Tabla VIII.5.** Relación entre diferentes momentos de magnitud y el porcentaje de subsidencia sísmica estimada para cada segmento de columna.

En la tabla VIII.6 se muestran las longitudes de las fallas que condicionaron la sedimentación en las distintas cuencas. Si suponemos roturas no segmentadas de cada falla, podemos deducir las magnitudes del momento (M) máximas para cada una de ellas. Estas oscilan entre 5 y 6,8 (para la falla del Río Mundo que posee una traza de 50 km).



Falla	Long.(km)	Mag.
<b>C. de Camarillas</b>		
Fn. Borde norte	12	5,9
Fn. Borde sur	19	6,3
Fn. Monagrillo	6	5,5
Ds. Del Segura	25	6,5
<b>C. de El Cenajo</b>		
Fn. Borde norte	5	5,4
Fn. Borde sur	5	5,4
Desgarre	20	6,3
<b>C. de Elche</b>		
Fn. Borde norte	7	5,6
Fn. Borde sur	9	5,8
<b>C. de Híjar</b>		
Ds. Río Mundo	50	6,8
Fn. Borde norte	4	5,2
Fn. Borde sur	3	5,0

**Tabla VIII.6.** Magnitudes máximas estimadas para las fallas más representativas de cada cuenca.

Podemos ahora volver a analizar las tablas VIII.4 y 5. Los resultados correspondientes a magnitudes de momento de 6 supondrían que, en el escaso periodo de tiempo correspondiente a los segmentos de columna analizados, miles de años, cada evento sísmico registrado se debería a paleoterremotos que rompieron toda la longitud de las mayores fallas de la zona.

Ya que en el registro paleosísmico de las cuencas llegan a detectarse estructuras de deformación producidas claramente por terremotos de magnitudes inferiores, los valores de magnitudes medias en torno a 6 quedan claramente excluidos.

Ante esta situación, si las magnitudes determinadas a partir de los niveles de mezcla están algo subestimadas respecto a las magnitudes del momento, pensamos que los valores más ajustados son los de magnitudes promedio en torno a 5, con lo que la tasa de subsidencia de la que puede dar cuenta el proceso sísmico se sitúa hacia el 10%, no siendo

superior en ningún caso al 50% del total.

Ya que el periodo de tiempo representado en los segmentos de columnas no puede dar cuenta de la evolución global de las cuencas, podemos considerar otra línea de análisis.

Por ejemplo, la Cuenca de Camarillas-Las Minas presenta un máximo de 23 niveles con presencia de sismitas (14 estaciones) y la aparición de *slumps* de orden mayor (9 estaciones). Si suponemos que todas estas rupturas fueron provocadas por el desgarre del segura (la falla de mayor longitud de la cuenca), tendríamos un total de un máximo de 10 paleoterremotos de magnitud de momento 6,5 (ver tabla VIII.6). Utilizando el mismo tipo de análisis (Fig. VIII.21B), podemos concluir que estos paleoterremotos mayores podrían dar cuenta, tan sólo, de un hundimiento en torno a 23 m del total de 500 m de potencia que presenta el relleno de la cuenca.

Todos estos resultados, aún con sus incertidumbres, parecen indicar que en la evolución de la subsidencia global de las cuencas, el hundimiento debido de forma directa a la actividad sísmica de las fallas que las limitaron representa tan sólo una parte de la subsidencia total. De otro modo se habrían detectado rápidas tendencias a la somerización en el registro sedimentario correspondiente a los sectores de columna considerados. La subsidencia total de las cuencas se produjo a favor de las fallas normales que las limitan. Parte de esta subsidencia es sísmica, del 10% y nunca superior al 50%, y parte debido a otros procesos que generan movimientos de *creep* en las fallas normales, algunos de estos procesos podrían generar subsidencia por:

- carga sedimentaria
- rebote elástico en el levantamiento de la Cordillera Bética
- gradientes geotérmicos en la zona.





Otra posibilidad que no podemos excluir es que la capacidad de registro de eventos sísmicos en los sedimentos lacustres analizados no sea del 100%; como es el caso de los sedimentos depositados en medios someros, en los que las licuefacciones pueden generar tan solo compactación. Por lo que, estos datos de subsidencia sísmica son una aproximación teórica a las tasas de subsidencia de estas cuencas.

#### VIII. 4. RELACIÓN ENTRE ESTRUCTURAS DE PALEOSISMICIDAD EN DEPÓSITOS LACUSTRES Y MAGNITUDES SÍSMICAS ASOCIADAS

Para poder realizar una escala de magnitudes asociadas a sismitas, se ha llevado a cabo una recopilación bibliográfica en la que se definen sismitas generadas en terremotos históricos o actuales en los que se conocen las magnitudes de los mismos. En el caso de estructuras identificadas por primera vez se les ha asignado una magnitud relativa, comparando las características e importancia de la deformación con estructuras de magnitud conocida. Así, se han subdividido las estructuras considerando el límite de magnitud mínimo requerido para la licuefacción ( $M \geq 5$ ). También se han separado las estructuras en depósitos acumulados en medios profundos y someros debido a las importantes diferencias que presentan. De esta manera, obtenemos una síntesis de estructuras que podemos relacionar más fácilmente con una determinada magnitud o en qué intervalo de magnitudes se pueden dar.

Como primera aproximación se podría establecer que las características de los sedimentos en medios someros hacen que estos no se vean afectados por terremotos de  $M < 5$  (límite a la licuefacción). Los sedimentos someros están caracterizados esencialmente por la aparición de carbonatos y materiales detríticos. Estos últimos pueden tener un carácter intracuenal, en el que la composición sería esencialmente carbonática, o extracuenal (siliciclásticos). Estos sedimentos arenosos sólo se verán afectados por fenómenos de licuefacción con terremotos de  $M > 5$ . Las estructuras de inyección de arenas y en almohadilla son las que se asocian a un margen más amplio de magnitudes sísmicas pudiendo variar las primeras, según diversos autores, a un rango de magnitudes comprendidas entre 5 y 8, tal como se indica a continuación:

- $5 < M \leq 5,7$ : Audemard y De Santis (1991)
- $5,5 \leq M \leq 6$ : Obermeier (1994)
- $5 \leq M \leq 7$ : Amick *et al.* (1990)
- $5,8 \leq M \leq 7,2$ : Papadopoulos y Lefkopoulos (1993)
- $6,2 \leq M \leq 6,7$ : Obermeier *et al.* (1991)
- $6,6 \leq M \leq 8,3$ : Obermeier *et al.* (1990)
- $M = 7,5$ : Obermeier *et al.* (1993)
- $7 \leq M \leq 8$ : Cojan y Thiry (1992)

y las estructuras en almohadilla a un rango entre 5,5 y 8:

- $M = 5,5$  para terremotos superficiales, Guiraud y Plaiziat (1993).
- $M > 6$ , Mohindra y Bagati (1996)
- $M = 6,5$  para terremotos profundos, Guiraud y Plaiziat (1993).



- $7 \leq M \leq 8$ , Cojan y Thiry (1992).

Al estar en un medio oxigenado la aparición de materia orgánica en estos sedimentos es escasa y, en el caso de aparecer laminaciones horizontales en carbonatos, no existe contraste que favorezca la observación. Esto dificulta la identificación de estructuras de deformación menores, de pequeña escala y que no hayan tenido un origen de licuefacción directo. A todo esto hay que sumarle que, al encontrarse en un medio en el que se pueden dar fenómenos erosivos, las sismitas se pueden borrar rápidamente en caso de haberse generado.

Por el contrario, los depósitos lacustres acumulándose medios profundos tienen una capacidad de registro mucho mayor, en particular cuando corresponden a varvas lacustres. Estos sedimentos se disponen en alternancias de lámina blanca-lámina oscura, representando un ciclo de carácter anual dicho duplete. De esta manera, calculando la tasa de sedimentación, se pueden datar las sismitas de forma relativa entre ellas. Las varvas lacustres se sedimentan por precipitación en el hipolimnion de partículas sólidas procedentes del epilimnion, con una pendiente deposicional nula. La susceptibilidad a la deformación es muy alta y cualquier desestabilización del medio producirá la deformación de los sedimentos. Dicha deformación es fácilmente observable debido a la alternancia de tonalidades de las láminas. No es necesario que se supere el límite a la licuefacción (con terremotos de  $M > 5$ ) para que se produzcan deformaciones en sedimentos varvados. También se pueden descartar, para la mayoría de los casos, efectos de carga o de pendiente en la génesis de sismitas. Además, el registro se va a ver favorecido por la carencia de fenómenos erosivos o de bioturbación, al ser un medio profundo y anóxico. Por tanto, el registro de sismitas en sedimentos varvados lacustres va a ser muy completo, registrándose incluso movimientos de *creep*, como es el caso de las estructuras de *loop bedding*.

En la figura VIII.22 se presenta una síntesis de las estructuras de paleosismicidad halladas en sistemas lacustres, en su mayor parte sobre la base de los ejemplos estudiados por nosotros, y se establecen los límites, dentro de lo posible, de intervalos de magnitudes sísmicas dentro de los cuales se generan los diferentes tipos de sismitas. Las sismitas se han separado en función del medio donde se han desarrollado, somero o profundo, y por el límite de licuefacción-fluidificación. Para las estructuras generadas por encima de este límite existe literatura, descrita en apartados anteriores, en la que se puede consultar también sus características y génesis. Indicaremos que, no se han podido localizar citas en las que se hable de registro paleosísmico por debajo de este límite. La interpretación de estas estructuras se ha realizado en función de las características de la deformación y del medio donde se han generado.

Se puede concluir pues, que el registro paleosísmico para depósitos acumulados en medios profundos es más completo que en medios someros, registrándose desde fenómenos de *creep* hasta terremotos de magnitudes próximas a 8. Además, estos depósitos presentan la ventaja de que a partir de ellos se pueden datar las estructuras de forma relativa entre sí, sin tener que efectuar dataciones absolutas de cada una de ellas. Por el contrario, los depósitos de medios someros sólo ofrecen registro para terremotos de  $M > 5$  y en ellos las dataciones de intervalos temporales entre sucesivos eventos es mucho menos precisa, ya que las tasas de sedimentación en estos medios son muy variables.

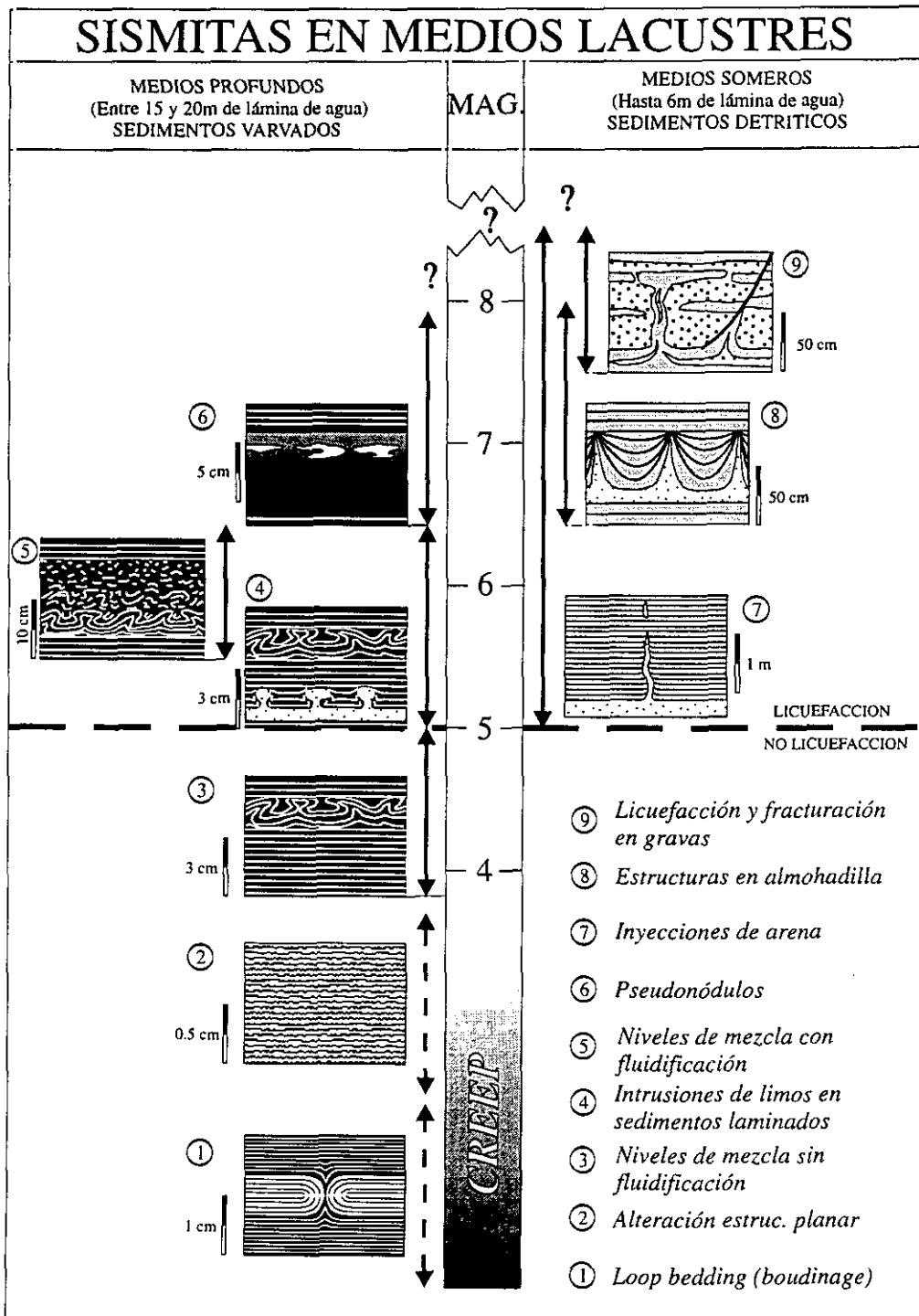


Fig. VIII.22. Esquema de síntesis de las relaciones entre estructuras de paleosismicidad en medios lacustres (profundos y someros) y magnitudes sísmicas asociadas.





## *IX. Conclusiones*

---

Los estudios de paleosismicidad son un aporte esencial para la determinación de zonas de riesgo sísmico, especialmente en áreas de deformación moderada en las que los terremotos más importantes pueden estar separados por periodos de tiempo mayores que los registros instrumental e histórico. Aportan información sísmica antes de las primeras crónicas históricas. Si la calidad del registro geológico es buena, estos datos deberían tener más peso en la determinación del riesgo sísmico final que el que puede deducirse de la sismicidad histórica. También hay que tener en cuenta que, con el estudio de algunas estructuras de paleosismicidad, se pueden detectar terremotos en el pasado tanto si han tenido rotura superficial, como si no (en contraposición a los métodos geomorfológicos).

Los estudios de paleosismicidad llevados a cabo en depósitos de medios lacustres no han tenido, hasta el momento, un desarrollo tan importante como los realizados en medios fluviales. A pesar de esto, los depósitos lacustres presentan importantes ventajas para el estudio de sismitas frente a los depósitos de medios fluviales.

Del trabajo realizado en las cuencas neógenas lacustres de Prebético de Albacete, y de una amplia revisión bibliográfica de las estructuras interpretadas como sismitas, se deduce que:

- Dentro de los sistemas lacustres se pueden diferenciar zonas externas o marginales e internas, estas últimas con rangos de profundidad muy variables. En las zonas externas se acumulan sedimentos cuyo comportamiento ante la licuefacción es, en muchos casos, equivalente al de sistemas fluviales, hecho debido fundamentalmente a la mayor granulometría de los depósitos. En las zonas internas, en particular en sistemas lacustres estables y cuando la lámina de agua aparece estratificada, se depositan sedimentos varvados cuya susceptibilidad a la deformación es alta. El que los sedimentos estén permanentemente situados bajo una lámina de agua disminuye las posibilidades de erosión de cualquier estructura que se genere y favorece los procesos de licuefacción, eventualmente generados por choque sísmico. Por su parte, la escasa o nula oxigenación del fondo del lago, en condiciones de estratificación permanente de la lámina de agua, limita drásticamente el desarrollo de organismos, de ahí que la ausencia de bioturbación contribuya a una buena preservación de los sedimentos.

- Las diferencias en las características litológicas de los depósitos acumulados en ambientes lacustres marginales frente a los medios profundos suponen una respuesta distinta a la deformación producida por eventos sísmicos acaecidos en la región durante el Mioceno superior. Así, en sedimentos granulares de áreas lacustres marginales sólo quedarían registrados terremotos de magnitud superior a 5 o 5,5, que es el límite aproximado de la licuefacción. Por el contrario, en sedimentos laminados (varvas) de ambientes profundos va a quedar registrada cualquier alteración que se produzca en el medio, debido a la alta susceptibilidad a la deformación de estos sedimentos.



Pueden quedar registrados desde movimientos de *creep* hasta eventos de magnitud muy elevada.

- Los sedimentos varvados presentan una tasa de sedimentación constante, una varva un año, lo que permite la datación relativa de las sismitas para obtener periodos de recurrencia sin necesidad de realizar dataciones absolutas de cada estructura.

Aplicando estas consideraciones a depósitos de sistemas lacustres desarrollados durante el Mioceno superior del Prebético Externo del área de Hellín (Albacete), se han obtenido las siguientes conclusiones en cuanto a las estructuras de deformación (interpretadas como de origen sísmico) reconocidas en estos sedimentos:

- *Inyecciones de arena en filón*: aparecen a lo largo de toda la columna estratigráfica de la Cuenca de Camarillas-Las Minas, asociadas a depósitos marginales. Son estructuras debidas a licuefacción de arenas que intruyen dentro de una capa confinante suprayacente. Presentan dos familias de intrusiones subortogonales condicionadas por el campo de esfuerzos: una principal, de dirección NO-SE, que aparece enraizada en las capas de arenas licuefactadas y que deforma las laminaciones de la capa confinante en el ascenso de las arenas hacia la superficie; la moda secundaria, NE-SO, no está enraizada en los niveles licuefactados, sino que se desarrolla a partir de la moda principal. El flujo de arenas es horizontal y paralelo a una de las componentes principales del campo de esfuerzos ( $\sigma_{HMAX}$  N60E), con lo que el flujo lateral es desviado hacia muro y techo. Esta circunstancia hace que la segunda familia de intrusiones aparezca aislada en lentejones verticales dentro de la capa confinante, con evidencias de flujo lateral que deforman las laminaciones de la capa confinante hacia muro y techo. Según diversos autores, las magnitudes sísmicas que pueden generar estas estructuras están en un rango entre 5 y 8.

- *Fracturación y licuefacción en gravas*: debido al aumento de la granulometría de estos sedimentos, su susceptibilidad a la licuefacción es mucho menor. Como consecuencia de esto, su respuesta ante un evento sísmico va a ser la fracturación con desarrollo ocasional de estructuras de licuefacción. Según ensayos de laboratorio llevados a cabo por Obermeier *et al.* (1993), se necesitan magnitudes mínimas de 7,5 para que se generen estas estructuras. Dentro de la zona de estudio se han localizado en las últimas fases de relleno de la Cuenca de Híjar. La fracturación que aparece es de carácter normal y está orientada N-S y E-O, según las fallas normales que limitan la cuenca. Las estructuras debidas a licuefacción en gravas están orientadas esencialmente E-O y aparecen asociadas a fallas normales o independizadas.

- *Estructuras en almohadilla*: también se localizan en sedimentos de los márgenes lacustres dentro de la Cuenca de Camarillas-Las Minas. Son estructuras debidas a la licuefacción de sedimentos granulares, no siendo necesaria la presencia de una capa confinante para su génesis. Las laminaciones que presentan los niveles granulares licuefactados actúan como discontinuidades lo suficientemente importantes como para comportarse como capas confinantes. El escape de arenas hacia la superficie genera pliegues en estas laminaciones, con sinclinales abiertos y anticlinales apretados por donde escapan los fluidos hacia la superficie. Estas estructuras aparecen condicionadas por el campo de esfuerzos, orientándose sus ejes según dos direcciones, una principal NO-SE y otra secundaria NE-SO. También se han observado estructuras secundarias asociadas a las estructuras



en almohadilla, como son fallas normales y pequeños escapes de fluidos en la base de los sinclinales. Según varios autores, estas estructuras se pueden generar por eventos sísmicos de magnitudes comprendidas entre 5,5 y 8.

- *Loop bedding*: es un *boudinage* desarrollado en un sedimento finamente laminado. Se ha estudiado en niveles varvados de la Cuenca de Híjar. Los ejes de los cuellos de los *boudins* están orientados N-S y E-O, paralelos a las fallas normales que limitan la cuenca y que generan una estructura en forma de "tableta de chocolate". Se han interpretado como asociados a movimientos de *creep* de estas fallas, ya que no presentan estructuras de licuefacción y su desarrollo se debe a procesos extensivos continuos en el tiempo. De este modo, se han definido cuatro tipos de *loop bedding* en relación a estos procesos extensivos continuos y su relación con la litificación progresiva del sedimento, coexistiendo estructuras dúctiles que pasan progresivamente a frágiles, con fracturación normal dentro de un mismo nivel laminado.

- *Alteración de la estructura planar de varvas lacustres*: son estructuras caracterizadas por la desorganización de la disposición laminar de las varvas lacustres, a pesar de lo cual se puede observar una cierta continuidad de las láminas. Están asociadas a procesos tectónicos extensivos que se reflejan en la microfracturación normal que afecta a estos niveles. Se han observado en los depósitos laminados que constituyen gran parte del relleno de la Cuenca de Híjar. Son consecuencia de movimientos de *creep* o microsismos lo suficientemente importantes como para alterar la estructura planar de las varvas lacustres, pero no lo suficientemente importantes como para generar estructuras de mayor entidad.

- *Niveles de mezcla*: se han observado en sedimentos varvados de las cuencas de Híjar, El Cenajo y Elche de la Sierra-Cobatillas. Son estructuras de deformación *in situ* generadas por terremotos, que presentan tres niveles de deformación: un nivel inferior plegado, uno intermedio fracturado y uno superior fluidificado. Se han observado niveles de mezcla en diferentes estadios evolutivos de formación, de lo que se ha deducido que los procesos de deformación comienzan en la superficie con plegamiento que va migrando a niveles inferiores a medida que la deformación aumenta. De este modo, pueden aparecer niveles de mezcla con zona de fluidificación de techo o sin ella. Según Marco y Agnon (1995), la presencia de fluidificación en estas estructuras indica que se han generado por terremotos de magnitud 5,5 o superior. Este dato implica que se pueden registrar niveles de mezcla tanto por debajo del límite a la fluidificación como por encima de éste.

- *Intrusiones de limos en varvas lacustres*: se han observado en sedimentos laminados con pasadas turbidíticas dentro de la Cuenca de El Cenajo. Los sedimentos turbidíticos presentan una ordenación interna mucho más caótica que las varvas, por lo que su susceptibilidad a la licuefacción es mucho mayor, actuando las laminitas como capas confinantes. Las intrusiones de limos dentro de los niveles laminados presentan en sección morfologías diapíricas similares a champiñones, con una continuidad lateral importante. Las estructuras aparecen orientadas según el campo de esfuerzos local (paralelas a  $\sigma_1$ ) NE-SO. Según varios autores, las magnitudes sísmicas que pueden generar estas estructuras están en un rango entre 5 y 6,5.

- *Pseudonódulos*: son estructuras nodulares independizadas dentro de un sedimento margoso. Se generan por el colapso de una capa dentro de un sedimento margoso por desestabilización



sísmica. Se han estudiado en la Cuenca de Híjar, dentro de niveles laminados con pasadas turbidíticas. Los pseudonódulos se originan a partir de una capa diatomítica de aproximadamente 1 cm de potencia. Los efectos de gradiente de densidad quedan descartados, puesto que la densidad de la diatomita es inferior a la de la marga. Las morfologías observadas son equiparables a las obtenidas por Kuenen (1958) en ensayos de simulación sísmica, otorgándoles una magnitud mínima de 6,5 para su génesis.

- *Deslizamientos subacuáticos o slumps*: no son estructuras que se puedan interpretar, en sí mismas, como sismitas. Su interpretación como estructuras de deformación inducidas por terremotos o como deformaciones debidas a otros procesos exige un buen control de las condiciones existentes en la cuenca en el momento en el que se produjeron. La abundancia de *slumps* en las cuencas neógenas del Prebético sugiere una fuerte inestabilidad tectónica de las mismas durante su relleno. La aparición de un nivel de capas deslizadas, cuya potencia llega a superar localmente los 50 m, y que es correlacionable en diferentes cuencas, apunta a la existencia de eventos sísmicos importantes a nivel regional, espaciados en el tiempo. Bajo esta óptica, interpretamos que el evento sísmico desencadenante de la desestabilización de capas a gran escala debió de ser de una magnitud próxima a 8, mayor que la deducida para la licuefacción de gravas ( $M > 7,5$ ).

- *Diques neptúnicos y cuñas detríticas*: principalmente presentan morfologías en cuña y en cubeta, simétricas o asimétricas, en función de si se desarrollan en materiales con o sin contraste de competencia de capas. El relleno de los diques, caótico en las zonas centrales u organizado en los bordes, puede estar formado por fragmentos de capas de origen lacustre o por sedimentos cuaternarios continentales. Su génesis está asociada a procesos de extensión. Cuando aparecen relacionadas a estructuras debidas a licuefacción, se han interpretado como de origen sísmico y cuando están ligadas a estructuras de deformación dúctil (*boudinage*) deben estar generadas como consecuencia de movimientos de *creep* (microsisismicidad).

Los intervalos de recurrencia de paleoterremotos calculadas para las cuencas de Híjar (119 años ( $\pm 33$ ) y 250 años ( $\pm 150$ ) con movimientos de *creep*), El Cenajo (106 años,  $\pm 82$ ) y Elche de la Sierra-Cobatillas (102 años,  $\pm 65$ ), se han deducido a partir de la datación relativa de niveles de mezcla en sedimentos varvados. La recurrencia media deducida para todas las cuencas es de 128 años ( $\pm 98$ ), con una magnitud media estimada de 5,1. Los sedimentos analizados representan un total de 9.446 años de registro, con 73 eventos datados de magnitudes estimadas comprendidas entre 3,7 y 6,0.

Se ha observado que la aparición de movimientos de *creep*, deducidos por la aparición de *boudinage* desarrollado en un medio finamente laminado (*loop bedding*), alarga la ocurrencia de terremotos. Este es el caso de la Cuenca de Híjar, en la que la recurrencia, para los niveles más altos de la misma, se alarga hasta los 250 años, con respecto de los 119 años de niveles inferiores en los que no se detectan movimientos de *creep*.

Tanto los datos de paleosismicidad como de sismicidad actual cumplen la ley de Gutenberg-Richter, ofreciendo ambos valores en la pendiente de la recta de ajuste número de eventos-magnitud





(b) en torno a 0,86. Es de resaltar que este valor es próximo al que obtienen otros autores en la caracterización sísmica de las Cordilleras Béticas en la actualidad. Esto indica que las condiciones de la sismicidad no han debido cambiar sustancialmente desde el Mioceno superior hasta la actualidad.

Mediante el análisis poblacional de fallas, en materiales con edades comprendidas entre el Mioceno superior-Cuaternario, se han obtenido dos campos de esfuerzos subortogonales, con dos direcciones de extensión compatibles. Estos dos campos de esfuerzo tienen las siguientes direcciones medias de  $\sigma_{HMAX}$ : N143E y N059E. La dirección N143E es la responsable de la estructuración del área, compatible con el emplazamiento del Arco de Cabalgamientos de Cazorla-Alcaraz-Hellín y con las trayectorias de esfuerzos deducidas por diferentes autores, para el sureste de la Península Ibérica durante el mismo periodo. El segundo campo, de dirección N059E, está asociado a las fallas normal-direccionales (de dirección E-O), con una dirección de extensión ortogonal responsable de la génesis las cuencas lacustres. Las fallas inversas que marcan esta segunda dirección de compresión se localizan en afloramientos aislados (no llegan a alcanzar escala cartográfica) en el interior de las cuencas lacustres y están asociadas a fenómenos locales de escape tectónico.

La actividad sísmica actual en la zona está representada por terremotos de magnitud baja (entre 3 y 4). Después de realizar un análisis de la sismicidad instrumental, se llega a la diferenciación de dos campos de esfuerzo subparalelos a los obtenidos con el análisis poblacional de fallas:

A) Campo 1. Definido esencialmente por fallas inversas (11 mecanismos focales inversos y 3 normales), que marcan una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N158E, con profundidades hipocentrales que oscilan entre los 4 y 22 km.

B) Campo 2. Predominio de fallas normales (9 mecanismos focales) sobre inversas (5 mecanismos focales), que definen una dirección de  $\sigma_{HMAX}$  N062E. Esta subpoblación ofrece sismos, en general, con hipocentros más superficiales (entre 2 y 15 km).

La hipótesis que mejor se ajusta a este área, y que explica ambos campos de esfuerzos simultáneos, es la flexura cortical E-O, propuesta por Van der Beek y Cloeting (1992), que produce una elevación generalizada de la zona, generándose fallas normales por encima de la superficie neutra y fallas inversas en profundidad. La componente de extensión es triaxial ( $R = 0,21$ ) con una extensión máxima perpendicular a la cadena. Cabe destacar la aparición de zonas con compresión triaxial ( $R = 0,64$ ) que, de forma puntual, disponen N-S las direcciones de máximo acortamiento.

Todas las premisas desarrolladas anteriormente no son suficientes para afirmar que se pueda mantener la recurrencia de terremotos del Mioceno superior en la actualidad, pero sí que, al menos, parte de las condiciones que definen el fenómeno sísmico se mantienen.





## X. Bibliografía

---

- Adams, J. (1990): Paleoseismicity of the Cascadia subduction zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin. *Tectonics*, 9, 4: 569-583.
- Aki, K. (1965): Maximun likelihood estimate of b in the formula  $\log N = a - b M$  and its confluence limits. *Bull. Earthqu. Res. Inst.*, 43: 237-239.
- Aki, K. (1966): Generation and propagation of G waves from the Niiagata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectruim. *Bull. Earthqu. Res. Inst.*, 44: 73-88.
- Alcalá, B., Calvo, J.P. y Jiménez Sánchez, S. (1997): Análisis palinológico de depósitos laminados lacustres en la Cuenca de Híjar, Mioceno superior, Albacete. En: *Avances en el Conocimiento del Terciario Ibérico* (J.P. Calvo y J. Morales, Eds.), Actas del III Congreso del Grupo Español del Terciario, Cuenca. HC Multimedia, Madrid: 9-12.
- Alfaro, P., Domènech, C., Estévez, A. y Soria, J.M. (1995): Estructuras dedeformación en sedimentos del Cuaternario reciente de la cuenca del bajo Segura (Alicante). Discusión sobre su posible origen sísmico. *Geogaceta*, 17: 91-94.
- Alfaro, P., Moretti, M. y Soria, J.M. (1997): Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in the pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclog. Geol. Helvet.*, 90: 531-540.
- Allen, J.R.L. (1977): The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 134: 19-31.
- Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary structures, their character and physical basis; I y II*. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam: 611 p. y 679 p.
- Allen, C. R. (1986a): Seismological and paleoseismological techniques of research in active tectonics. En: *Active Tectonics* (R. E. Wallace, Ed.), Natl. Acad. Press, Washington: 148-154.
- Allen, J.R.L. (1986b): Earthquake magnitude frecueny, epicentral distance, and soft sediment deformation in sedimentary basins. *Sedim. Geol.*, 46: 67-75.
- Allen, J.R.L y Banks, N.L. (1972): An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, 19: 257-283.



- Allmendiger, R.W., Sharp, J.W., Von Tish, D., Serpa, L., Brown, L., Kaufman, S., Oliver, J. y Smith, R.B. (1983): Cenozoic and Mesozoic structure of the eastern Basin and Range province, Utah, from COCORP seismic-reflection data. *Geology*, 11: 32.
- Alvaro, M.G, Argüeso, J.M. y Elizaga, E. (1975): La estructura del borde prebético de la zona de Alcaraz. (Provincia de Albacete, España). *Bol. Geol. Min.*, 86: 467-477.
- Ambraseys, N.N. (1970): Some characteristic features of the Anatolian Fault zone. *Tectonophysics*, 9: 143-165.
- Ambraseys, N.N. y Sarma, S. (1969): Liquefaction of soils induced by earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 59: 651-664.
- Amick, D., Gelinas, R., Maurat, R., Cannon, D., Moore, D., Billington, E. y Kemppinen, H. (1990): Paleoliquefaction features along the Atlantic seaboard. *NUREG/CR-5613 RA. U.S. Nuclear Regulatory Commission*. Washington DC.
- Andresen, A. y Bjerrum, L. (1967): Slides in subaqueous slopes in loose sand and silt. En: *Marine geotechnique* (A. F. Richards, Ed.), Univ. Illinois Press, Urbana: 221-239.
- Anderson, E.M. (1951): *The dynamics of faulting and dyke formation with application to Britain*. Oliver and Boyd, Edimburgo: 133 p.
- Anderson, J.G. (1979): Estimating the seismicity from geological structures for seismic-risk studies. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 69:163-168.
- Anderson, R.Y. and Dean W.E. (1988): Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 62: 215-236.
- Andrews, D.J. y Hanks, D.C. (1985): Scarp degraded by linear diffusion: inverse solution for age. *Jour. Geophys. Res.*, 90: 10193-10208.
- Andrieux, J., Fontboté, J. M. y Mattauer, M. (1971): Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12: 191-198.
- Angelier, J. (1976): La néotectonique cassante et sa place dans un arc insulaire: l'arc égéen méridional. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 18: 1257-1265.
- Angelier, J. (1979): Determination of the mean principal direction of stresses for a given fault population. *Tectonophysics*, 56, 3-4: T17-T26.
- Angelier, J. (1984): Tectonic analysis of fault slip data sets. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 5835-5848.
- Angelier, J. (1989): From orientation to magnitudes in paleostress determinations using slip data. *Jour. Struct. Geol.*, 11: 37-50.



- Angelier, J. (1994): Fault slip analysis and paleostress reconstruction. En: *Continental deformation* (P.L. Hancock, Ed.), Pergamon Press, Oxford: 53-100.
- Angelier, J. y Mechler, P. (1977): Sur une methode graphique de recherche des contraintes principales egalement utilisable en tectonique et en seismologie: la methode des diedres droites. *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 1309-1318.
- Anketell, J.M., Cegla, J. y Dzulynski, S. (1970): On the deformational structures in systems wiht reversed density gradients. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 40: 3-30.
- Arias, C. (1975): Los materiales cretácicos de la Pinilla (Albacete). *Seminar. Estratigr. Univ. Complutense*, Madrid, 11: 3-6.
- Arias, C. (1978): Estratigrafía y paleogeografía del Jurásico superior y Cretácico inferior del nordeste de la provincia de Albacete. *Seminar. Estratigr. Univ. Complutense*, Madrid, 3, 299 p.
- Atkinson, G. (1984): Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthquake Spectra*, 1 (1): 107-123.
- Audemard, A. y De Santis, F. (1991): Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol.*, 44: 5-16.
- Awata, Y. y Kakimi, T. (1985): Quaternary tectonics and damaging eathquakes in Northeast Honshu, Japan. En: *Practical approaches to earthquake prediction warning* (C. Kisslinger y T. Rikitake, Eds.) *Earthqu. Predic. Res.*, 3, 3-4: 231-251.
- Azéma, J., Champetier, T., Foucault, A., Fourcade, E. y Paquet, J. (1971): Le Jurássique dans la partie orientale des Zones Externes des Cordillères Bétiques. Essai de Coordination. *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 91-110.
- Azéma, J., Champetier, T., Foucault, A. y Fourcade, E. (1975): Le Crètacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. I, Essai de coordination. *1<sup>er</sup> Coloquio de estratigrafía y paleogeografía del Cretácico de España*, Bellaterra, Enadimsa, 7, 1: 159-217.
- Azéma, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González-Donoso, J. M., Linares, A., López-Garrido, A. C., Rivas, P. y Vera, J. A. (1979): Las Microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. *Sec. Pub. Univ. Granada*: 83 p.
- Baena Pérez, J. y Jérez Mir, L. (1982): *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (s. str.)*. IGME, Madrid: 256 p.
- Bakker, H. E., De Jong, K; Helmers, H. y Biermann, C. (1989): The geodynamic evolution of the Internal Zone of the Betic Cordilleras (south-east Spain): a model based on structural analysis and geothermobarometry. *Jour. Metamorphic Geology*, 7: 359-381.



- Balanyá, J. C. y García-Dueñas, V. (1987): Les directions structurales dans le Domaine d'Alborán de part et d'autre du Détroit de Gibraltar. *C. R. Acad. Sc. París*, 304: 929-933.
- Bailey, A.D. (1974): Near surface fault detection by magnetometer. *Calif. Geol.*, 27: 274-277.
- Bates, R.L. y Jackson, J.A. (1980): *Glossary of Geology*. Am.Geol.Inst., Falls Church: 751 p.
- Beck, C., Frédéric, M., Chapron, E., Van Rensbergen, P. y De Batist, M. (1996): Enhanced seismicity in the early post-glacial period: evidence from the Post-Würm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *Jour. Geodynamics*, 22, 1/2: 155-171.
- Bellanca, A., Calvo, J. P., Censi, P., Elízaga, E. y Neri, R. (1989): Evolución of lacustrine diatomite carbonate cycles of Miocene age, SE Spain: petrology and isotope geochemistry. *Jour. Sed. Petrol.*, 59: 45-52.
- Bellanca, A., Calvo, J.P., Neri, R. y Mirto, E. (1995): Lake margin carbonate deposits of Las Minas Basin, Upper Miocene, Southeastern Spain. A sedimentological and geochemical approach to the study of lacustrine and palustrine paleoenvironments. *Mineral. Petrol. Acta*, 38: 1-16.
- Bellon, H., Bizon, G., Calvo, J.P., Elizaga, E., Gaudant, J. y Lopez Martinez, N. (1981): Le volcan du Cerro del Monagrillo (Province de Murcia): âge radiométrique et corrélations avec les sédiments néogènes du bassin de Hellín (Espagne). *C. R. Acad. Sci. París*, 292: 1035-1038.
- Ben-Menahem, A. (1981): Variation of slip and creep along the Levant rift over the past 4,500 years. En: Dead Sea Rift (R. Freund y Z. Garfunkel, Eds.), *Tectonophysics*, 80: 183-197.
- Ben-Menahem, A. (1991): Four thousand years of seismicity along the Dead Sea Rift. *Jour. Geophys. Res.*, 96: 20195-20216.
- Bilham, R. y Seeber, L. (1985): Paleoseismic studies using subsurface radar profiling. En: Summaries of Technical Reports. XIX, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 85-82: 44 p.
- Brillinger, D.R., Udías, A. y Bolt, B.A. (1980): A probability Model for Regional Focal Mechanism Solutions. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 70, 1: 149-170.
- Birkeland, P. (1984): Soils and Geomorphology. *Oxford Univ. Press*, New York: 372 p.
- Bishop, A.W. y Skinner, A.E. (1977): The influence of high pore-water pressure on the strength of cohesionless soil. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, 284: 91-130.
- Bjerrum, L., Kringstad, S. y Kummeneje, O. (1961): *Proc. 5th Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng.*, 1: 29-37.
- Black, W.E., Sinh, J.P., Kresse, F.C., Bilham, P. y Seeber, L. (1983): Ground penetrating radar for fault trace identification. *Assoc. Eng. Geol., Abstr. Prog.*, 26th Ann. Mtg.



- Blumenthal, M. (1930): Beiträge zur Geologie der betischen Kordilleren beiderseits des río Guadalhorce. *Eclog. Geol. Helvet.*, XXIII: 41-293.
- Blumetti, A.M. (1995): Neotectonic investigations and evidence of paleoseismicity in the epicentral area of January-February 1703, Central Italy, earthquakes. En: *Perspectives in Paleoseismology* (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 83-100.
- Bonilla, M.G. (1979): Historic surface faulting, map patterns. Relation to subsurface faulting and relation to preexisting faults. *Proc. Conf. VIII National Earthquake Hazard Reduction Program*, Menlo Park: 36-65.
- Bonilla, M.G., Mark, R.K. y Lienkaemper, J.J. (1984): Statistical relations among earthquake magnitude, surface rupture length, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 74: 2379-2411.
- Boswell, P.G.H. (1961): *Muddy sediments: some geotechnical studies for geologist, engineers and soil scientist*. H. Heffer & Sons, Cambridge: 140 p.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, 96: 109-117.
- Bouillin, J. P., Durand-Delga, M. y Olivier, P.H. (1986): Betic-Rifian and Tyrrhenian Arcs: distinctive features, genesis and development stages. En: *The origin of arcs* (F. C. Wezel, Ed.), Elsevier, Amsterdam: 281-304.
- Bousquet, J. C., Montecat, C. y Philip, H. (1976): La evolución tectónica reciente en las Cordilleras Béticas Orientales. En: *Reunión sobre la geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*, Univ. de Granada: 59-78.
- Bradley, W.H. (1931): Origin and microfossils of the oil shale of the Green River Formation of Colorado and Utah. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 168: 58 p.
- Brillinger, D.R., Udías, A. y Bolt, B.A. (1980): A probability Model for Regional Focal Mechanism Solutions. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 70, 1: 149-170.
- Brinkmann, R. y Gallwits, H. (1933): El borde externo de las cadenas Béticas en el sureste de España. En: *Publicaciones extranjeras sobre la geología de España*, V, Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid, 1950: 173-290.
- Buckman, R.C., Plafker, G. y Sharp, R.V. (1978): Fault movement (afterslip) following the Guatemala earthquake of February 4, 1976. *Geology*, 6: 170-173.
- Bufo, E., Udías, A. y Colombás, M.A. (1988): Seismicity, source mechanisms and tectonics of the Azores-Gibraltar plate boundary. *Tectonophysics*, 152: 89-118.



- Buform, E., Udías, A. y Madariaga, R. (1991): Intermediate and deep earthquakes in Spain. *Pure Appl. Geophys.*, 136 (4): 375-293.
- Byerlee, J. (1978): Friction of rocks. *Pure Appl. Geophys.*, 116: 615-626.
- Cabañas, L., Lindo, R. y Herraiz, M. (1996): MF96: Un programa interactivo para la determinación gráfica de mecanismos focales. *Geogaceta*, 20 (6), 1377-1379.
- Cabral, J. (1995): Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Minero*, Lisboa: 265 p.
- Calkin, P.E. y Ellis, J. M. (1984): Development and application of lichenometric dating curve, Brooks Range, Alaska. En: *Quaternary dating methods* (W.C. Mahaney, Ed.), Elsevier Sci. Publ., Amsterdam: 227-246.
- Calvo, J. P. (1978): Estudios petrológico y sedimentológico del Terciario marino del sector central de la provincia de Albacete. *Estudios Geol.*, 34: 407-429.
- Calvo, J. P. (1981): Los yacimientos de diatomita en España. *Bol. Geol. Min.*, 92: 274-284.
- Calvo, J.P., Elízaga, E., López Martínez, N., Robles, F. y Usera, J. (1978): El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Norbético. *Bol. Geol. Min.*, 89: 407-426.
- Calvo, J. P. y Elízaga, E. (1985): Sedimentology of a neogene lacustrine system, Cenajo Basin, SE Spain. *Abstract 6th European Meeting of Sedimentology*, Lleida: 70-73.
- Calvo, J. P. y Elízaga, E. (1987): Diatomite deposits in South-eastern Spain: geologic and economic aspects. *Ann. Inst. Geol. Publ. Hungar.*, 70: 537-543.
- Calvo, J.P. y Elízaga, E. (1990): Sedimentación evaporítica en las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y Cadenas Periféricas y de la Zona de Levante. Nuevas Aportaciones y Guía de Superficie* (F. Ortí y J.M. Salvany, Eds.), ENRESA-DGDP, Madrid: 246-250.
- Calvo, J.P. y Elízaga, E. (1994): The Cenajo and Las Minas-Camarillas basins (Miocene), southeastern Spain. En: *Global Inventory of Lake Systems* (E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts, Eds.), University Press, Cambridge: 319-324.
- Calvo, J.P., Pozo, M.L. y Jones, M.F. (1996): Preliminary report of seepage mound occurrence in Spain. Comparison with carbonate mounds from de Amargosa Desert, western USA. *Geogaceta*, 18: 67-70.





- Calvo, J.P., Gómez-Gras, D., Alonso-Zarza, A.M. y Jiménez-Sánchez, S. (1997): Growth of low-energy bench carbonate lake platforms - a sedimentary model from the Miocene Las Minas-Camarillas Basin, SE Spain. *18th IAS Regional European Meeting*, Heidelberg: 97-98.
- Calvo, J.P., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-Velázquez, Jiménez, S. y De Vicente, G. (1998): Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding. *Sedimentology*, 45: 279-292.
- Camacho, M.A. y Alonso-Chaves, F.M. (1997): Sismicidad el límite de placas entre Eurasia y África al SW de Iberia, desde 1984 a 1994. *Geogaceta*, 21: 51-54.
- Cantalammessa, G., Dramis, F., Pambianchi, G., Romano, A., Santoni, A.M. y Tonetti, G. (1981): Fenomeni franosi connessi con attivita' sismica nell'area compresa tra S. Giorgio la Molara e Bisaccia. En: Convegno sul tema sismicita dell' Italia, satato delle conoscenze e qualita della normativa, *Rend. Soc. Geol. Italia*, 4, 5: 467-469.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1991): An application of the slip model of brittle deformations to focal mechanism analysis in three different plate tectonics situations. *Tectonophysics*, 191: 399-409.
- Carver, G.A. (1970): Quaternary tectonism and surface faulting in the Owens Lake Basin, California. Univ. of Nevada, Mackay Sch. Mines, *Nev. Tech. Rep.*, AT2: 103 p.
- Carver, G.A. (1987): Geologic criteria for recognition of individual paleoseismic events in compresional tectonics environments. En: Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 115-128.
- Casas, A.M., Gil Peña, I. y Simón Gómez, J.L. (1990): Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geol.*, 46: 385-398.
- Casas-Sainz, A. M. y Simón Gómez, J.L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 14 (5): 521-530.
- Caselles, J.O., Moretti, M., Alfaro, P., Canas, J.A. y Clapés, J. (1997): Estructuras sedimentarias de deformación (sismitas) inducidas por licuefacción con un simulador de terremotos. *Geogaceta*. 21: 67-69.
- Cluff, L.S. y Hansen, W.R. (1972): Site evaluation in seismically active regions; an interdisciplinary team approach. En: *Microzonation Conference*, Wash. Univ., Seattle, 2: 957-987.
- Cluff, L.S., Patwardhan, A.S. y Coppersmith, K.J. (1980): The probability of occurrences of surface faulting earthquakes on the Wasatch Fault Zone, Utah. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 70: 463-478.



- Cojan, I. y Thiry, M. (1992): Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and eolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206: 79-89.
- Cole, R.D. y Picard, M.D. (1975): Primary and secondary sedimentary structures in oil shale and other fine-grained rocks, Green River Formation (Eocene), Utah and Colorado. *Utah Geology*, 2: 49-67.
- Collinson, J. (1994): Sedimentary deformational structures. En: *The geological deformation of sediments* (A. Maltman, Ed.), Chapman & Hall, London: 95-125.
- Colman, S.N. y Watson, K. (1983): Age estimated from a diffusion equation model for escarp degradation. *Science*, 221: 263-265.
- Crouch, J.K., Bachman, S.B. y Shay, J.T. (1984): Post-Miocene compressional tectonics along the Central California margin. En: *Tectonics and sedimentation along the California margin* (J.K. Crouch y S.B. Bachman, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Field Trip Guidebook-Pacific Section*, 38: 37 p.
- Cruz, G. y Wiss, M. (1983): Large earthquakes, mean sea level and tsunamis along the pacific coast of Mexico and Central America. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 73(2): 553-570.
- Culling, W.E.H. (1960): Analytical theory of erosion. *Jour. Geol.*, 68: 336-344.
- Culling, W.E.H. (1965): Theory of erosion on soil-covered sloped. *Jour. Geol.*, 77: 230-254.
- Chapron, E., Van Rensbergen, P., Beck, C., De Batist, M. y Paillet, A. (1996): Lacustrine sedimentary records of brutal events in lake Le Bourget (Northwestern Alps-Southern Jura). *Quaternaire (Paris)*, 7 (2-3): 155-168.
- Cheel, J.R. y Rust, B.R. (1986): A sequence of soft-sediment deformation (dewatering) structures in Late Quaternary subaqueous outwash near Ottawa, Canada. *Sedim. Geol.*, 47: 77-93.
- Dabrio, C. J. (1973): Geología del sector del Alto Segura (Zona Prebética). *Tesis Doctorales de la Univ. de Granada*, 28, 2 vol.: 388 p.
- Davenport, C.A. y Ringrose, P.S. (1987): Deformation of Scottish Quaternary sequences by strong earthquake motions. En: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (E.M. Jones y M.F. Preston, Eds.), *Geol. Soc. London*, 29: 299-314.
- Dean, W.E. y Fouch, T.D. (1983): Lacustrine Environment. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 33: 97-130.



- Decker, P.L. (1990): Structural style and mechanics of liquefaction-related deformation in the Lower Absaroka Volcanic Supergroup (Eocene), East-central Absaroka Range, Wyoming. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pub.*, 240, 80 p.
- De Alba, P., Seed, H.B. y Chan, C.K. (1976): *J. Geotech. Eng. Div. ASCE*, 102 (GT9): 909-927.
- De Angelis, R., Laccarino, E., Pino, G. y Votton, E. (1986): Terremoto de Vessico-19 settembre 1985. *Rapporto Interno E.N.E.A.-Disp.*, Rome: 126 p.
- De Jong, K. (1991): *Tectono-metamorphic studies and radiometric dating in the Betic Cordilleras (SE Spain) with implications for the dynamics of extension and compression in the Western Mediterranean area*. Tesis doctoral, Vrije Universiteit te Amsterdam: 204 p.
- De Ruig, M. J. (1992): *Tectono-sedimentary evolution of the Prebetic fold belt of Alicante (SE Spain). A study of stress fluctuations and foreland basin deformation*. Tesis doctoral, Vrije Universiteit te Amsterdam: 207 p.
- De Vicente, G. (1988): Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, *Publ. Univ. Compl. Madrid*, Madrid: 317 p.
- De Vicente, G. y Simón Gómez, J.L. (1991): Análisis Poblacional de Fallas. *III Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España*, Guadalajara: 85 p.
- De Vicente, G., Muñoz, A. y Giner, J. (1992): El uso del método de los diedros rectos: implicaciones desde el modelo de deslizamiento del Análisis poblacional de Fallas. *Rev. Soc. Geol. España*, 5 (3-4): 7-19.
- De Vicente, G., Giner, J. L., Muñoz-Martín, A., González-Casado, J.M. y Lindo, R. (1996): Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin, Central Spain. *Tectonophysics*, 266: 405-424.
- De Miguel, F., Vidal, F., Alguacil, G., Guirao, J.M. y Olivares, G. (1983): Red sísmica de la Universidad de Granada. *Seminario sobre Simicidad y Riesgo Sísmico del Área Ibero-Mogrebí*, Córdoba: 7-11.
- Delouis, B., Haessler, H., Cisternas, A. y Rivera, L. (1993): Stress tensor determination in france and neighbouring regions. *Tectonophysics*, 221: 413-437.
- Delvaux, D. (1993): The Tensor program for paleostress reconstruction: examples from the east African and the Baikal rift zones. *Terra Abstracts*, 5, 1: 216 p.
- Delvaux, D., Levi, K., Kajara, R. y Sarota, J. (1992): Cenozoic paleostress and kinematic evolution of the Rukwa. North Malawi rift valley (East African Rift System). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 16, 2: 283-406.



- Denyer, P., Arias, A. y Personius, S. (1991): Efecto tectónico del terremoto de Limón. En: Terremoto de Limón, *Rev. Geol. Amer. Central*, vol. esp.: 39-52.
- Doig, R. (1991): Effects of strong seismic shaking in lake sediments, and earthquake recurrence interval, Témiscaming, Quebec. *Can. Jour. Earth Sci.*, 28: 1349-1352.
- Donovan, R.N. (1975): Devonian lacustrine limestones at the margin of the Orcadian Basin, Scotland. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 131, 5: 489-510.
- Donsi, G., Ferrari, G., Formisana, B. y Longo, G. (1990): Confined fluidization of fine particles in a packed bed of coarse particles: model and experimental description. *Powder Technol.*, 61: 75-85.
- DSN/Berssin (1980): *Analyse des données sur les mouvements forts actuellement disponibles au DSN/SESRS/BERSSIN*. Rapport technique SESRS, 15.
- Dugué, O. (1995): Séismites dans le Jurasique supérieur du Bassin anglo-parisien (Normandie, Oxfordien supérieur, Calcaire gréseux de Hennequeville). *Sedim. Geol.*, 99: 73-93.
- Durand-Delga, M. y Fontboté, J. M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. En: Géologie des chaînes alpines issues de la Tethys, *26th Inter. Geol. Cong, Paris*, Mem. B.R.G.M., 115: 67-85.
- Dutton, C.E. (1889): The Charleston earthquake of August 31, 1886. *U.S. Geol. Surv. Annual Rept.*, 1887-1888: 203-528.
- Dzulynski, S. (1966): Sedimentary structures resulting from convection-like pattern of motion. *Ann. Soc. Geol. Polo.*, 36: 3-21.
- Dzulynski, S. y Walton, E.K. (1965): *Sedimentary features of flysch and greywackes*. Elsevier, Amsterdam.
- Egeler, C. G. y Simon, O. J. (1969): Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verh. Kon. Ned. Akad. Wetensch*, XXV(3): 90 p.
- El-Isa, Z.H. y Mustafa, H. (1986): Earthquake deformations in the Lisan deposits and seismotectonic implications. *Geophys. Jour. Roy. Ast. Soc.*, 86: 413-424.
- Elizaga, E. (1980): Los sedimentos terrígenos del Cretácico medio del sur de la Meseta y norte del Prebético externo. Hipótesis sedimentológica. *Bol. Inst. Geol. Min. España*, XCI-V: 619-638.
- Elizaga, E. (1990): *Análisis de las facies y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior. Albacete. España*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid: 268 p.



- Elízaga, E. (1994): Analisis de las facies y petrología de los depósitos lacustres de edad Neogeno superior. Albacete. España. *Instituto de Estudios Albacetenses*, Albacete, I, 74: 216 p.
- Elízaga, E., Gallego, I.C., García, A. y Lopez, F. (1984): Hoja nº 843. Hellín. Mapa Geológico de España. *MAGNA 2ª serie*. IGME.
- Elízaga, E. y Calvo, J. P. (1988): Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. *Bol. Geol. Min.*, 99: 837-846.
- Engelder, J.T. (1974): Microscopic wear grooves on slickenslides: indicators of paleoseismicity. *Jour. Geophys. Res.*, 79, 29: 4387-4392.
- Estévez, A., Alfaro, P. y Soria, J.M. (1993): Un nouveau type de séismites dans le Miocène supérieur d'Alicante: les coins détritiques. *Compt. Rend. de l'Acad. de Sci. de Paris*.
- Etchecopar, A. (1984): *Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat, U.S.T.L., Montpellier: 269 p.
- Etchecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981): An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensor from fault striation analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 3: 51-65.
- Eugster, H. y Kelts, K. (1983): Lacustrine chemical sediments. En: *Chemical geomorphology* (A. Goudie y K. Pye, Eds.), Academic Press, New York: 321-368.
- Evans, K.F., Burford, R.O. y King, G.C.P. (1981): Propagating episodic creep and aseismic slip behavior of the Calaveras Fault north of Hollister, California. *Jour. Geophys. Res.*, 86: 3721-3735.
- Fallot, P. (1948): Les Cordilleres Bétiques. *Estudios Geol.*, 8: 83-172.
- Farrell, S.G. (1984): A dislocation model applied to slump structures. Ainsa basin, South Central Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 727-736.
- Farrell, S.G. y Eaton, S. (1987): Slump strain in the Tertiary of Cyprus and the Spanish Pyrenees. Definition of paleoslopes and models of soft-sediment deformation. En: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (E.M. Jones y M.F. Preston, Eds.), *Geol. Soc. London*, 29: 181-196.
- Fernández-Soler, J. M. (1992): *El volcanismo calco-alcalino de Cabo de Gata (Almería)*. Estudio volcanológico y petrológico. Tesis doctoral, Univ. de Granada: 243 p.
- Field, M.E., Gardner, J.V., Jennings, A.E. y Edwards, B.D (1982): Earthquake-induced sediment failures on a 0.25° slope, Klamath River Delta, California. *Geology*, 10: 542-546.



- Finn, W.D.L., Pickering, D.J. y Bransby, P.L. (1969): Sand liquefaction in triaxial and simple shear tests. *Univ. B.C., Dep. Civ. Eng., Soil. Mech. Ser.*, 11.
- Finn, W.D.L., Emery, J.J. y Gupta, Y.P. (1970): A shaking table study of the liquefaction of saturated sands during earthquakes. *Univ. B.C., Dep. Civ. Eng., Soil Mech. Ser.*, 17.
- Florin, U.A. e Ivanov, P.L. (1961): Liquefaction of saturated sandy soils. En: Soil Mechanics and Foundation Engineering, *Proc. 5th Int. Conf.*, Paris, 1: 107-111.
- Fontboté, J. M. y Vera, J. A. (1983): La Cordillera Bética. En: *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, Tomo II, IGME, Madrid: 205-342.
- Foucault, A. (1971): *Stude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaén et de Granada, Espagne méridionale)*. Tesis doctoral, Fac. Sciences de París.
- Fourcade, E. (1970): *Le Jurassique et el Crétacé aux confins des Chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne)*. Tesis doctoral, Fac. Sciences de París, 2 vols.: 427 p.
- Fourcade, E., Chauve, P. y Chabrier, G. (1982): Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne). *Eclog. Geol. Helvet.*, 75, 2: 415-436.
- Francis, T.J.T. (1971): Effect of earthquakes on deep-sea sediments. *Nature*, 233: 98-102.
- Fregenal-Martínez, M.A. y Meléndez, N. (1994): Sedimentological analysis of the Lower Cretaceous lithographic limestones of the "Las Hoyas" fossil site (Serranía de Cuenca, Iberian Range, Spain). *Geobios*, 16: 767-780.
- Fuster, J.M., Gastesi, P., Sagredo, J. y Fermoso, M.L. (1967): Las rocas lamproíticas del SE de España. *Estudios Geol.*, 23: 35-69.
- Galindo-Zaldívar, J., González-Lodeiro, F. y Jabaloy, A. (1993): Stress and palaeostress in the Betic-Rif cordilleras (Miocene to the present). *Tectonophysics*, 227: 105-126.
- Galli, P. y Meloni, F. (1993): Nuovo catalogo dei processi di licuefazione avvenuti in occasione dei terremoti storici in Italia. *Il Quaternario*, 6(2): 271-292.
- Galli, P. y Ferrel, M. (1995): A methodological approach for historical liquefaction research. En: Perspectives in Paleoseismology (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 35-48.
- García, A., Más, J. R., Arias, C., Vilas, L., Alonso, A. y Rincón, R. (1978): Evolution sédimentaire des faciès terrigènes mixtes et carbonatés de l'Albien supérieur-Cenomanien, dans la région de Cuenca-Almansa, Espagne. *Cahiers Micropaleontol.*, 4: 11-19.



- García del Cura, M.A., Ordoñez, S. y Calvo, J.P. (1979): Estudio sedimentológico de la cuenca cuaternaria de Cordovilla (Provincia de Albacete). En: *Actas de la III Reunión Nacional del Grupo Español de Trabajo del Cuaternario* (J. Muñoz, T. Aleixandre y J. Gallardo, Eds.), CSIC: 247-257.
- García-Dueñas, V., Sanz de Galdeano, C., De Miguel, F. y Vidal, F. (1984): Neotectónica y sismicidad en las Cordilleras Béticas: una revisión de resultados, *Energía Nuclear (J.E.N.)*, 28, 149-150: 231-248.
- García-Dueñas, V. y Balanyá, J. C. (1991): Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales. *Geogaceta*, 9: 33-37.
- García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Rivas, P., Sanz De Galdeano, C. y Vera, J. A. (1980): Mesozoic palaeogeographic evolution of the External Zones of the Betic Cordillera. *Geol. Mijnb.*, 59: 155-168.
- García Rodrigo, B. y Pendás, F. (1971): Consideraciones sobre el Jurásico inferior y medio de Albacete. *Cuad. Geol. Ibérica*, 2: 255-272.
- Gelinas, R.L. (1986): *Mineral alterations as a guide to the age of sediments vented by prehistoric earthquakes in the vicinity of Charleston, S. Carolina*. M.S. Thesis, Univ. of N.C.: 304 p.
- Genmo, Z. y Shuqin, M. (1997): Comparative researches on the soil liquefaction caused by the earthquake and the freeze-thaw. En: *Earthquake Geotc. Eng.* (Ishihara, Ed.), Balkema: 1487-1492.
- Gibling, M.R., Tantisukrit, C., Uttamo, W., Thanasuthipitak, T. and Haraluck, M. (1985): Oil shale sedimentology and geochemistry in Cenozoic Mae Sot Basin, Thailand. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 69: 767-780.
- Gilbert, P.A. (1976): Case histories of liquefaction failures. *U.S. Army Eng. Waterw. Exp. Stn.*, Misc. Pap., S-76-4.
- Gill, W.D. y Kuenen, P.H. (1958): Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare, Ireland. *Quart. Jour. Geol. Soc. (London)*, 113: 441-460.
- Gillott, J.E. (1968): *Clays in Engineering Geology*. Elsevier, Amsterdam:
- Giner, J.L. (1996): *Análisis sismotectónico y neotectónico en el sector centro-oriental de la Cuenca del Tajo*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid: 268 p.
- Glass, C.E. y Slemmons, D.B. (1978): Image in earthquake analysis. En: State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States, *U.S. Army Eng. Waterw. Exp. Stn.*, Misc. Pap., 11: 221 p.



- Gohn, G.S., Weems, R.E., Obermeier, S.F. y Gelinas, R.L. (1984): Field studies of earthquake-induced, liquefaction-flowage features in the Charleston, South Carolina, area preliminary report. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 84-67: 35 p.
- Gómez, J. J. y Goy, A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 35: 569-598.
- Goodman, R.E. y Appuhn, R.A. (1966): Model experiments on the earthquake response of soil-filled basins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 77: 1315-1326.
- Goy, A; Gómez, J. J. y Yebeles, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). Y Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geol.*, 32: 391-423.
- Greene, H.G. (1973): Faults in Monterey Bay region, California. *U.S. Geol. Surv. Map*, MF: 518.
- Guézou, J. C., Frizon de Lamotte, D., Coulon, M. y Morel, J. L. (1991): Structure and kinematics of the Prebetic nappe complex (Southern Spain): definition of a "Betic Floor Thrust" and implications in the Betic-Rif orocline. *Ann. Tectonicae*, V, 1: 32-48.
- Guimerá, J. (1988): *Studi estructural de l'enllaç entre la Serralada Iberica y la Serralada Costanera Catalana*. Tesis doctoral, Univ. de Barcelona, tomo I: 600 p.
- Guiraud, M. y Plaziat, J.C. (1993): Seismites in the fluviatile Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225: 493-522.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F. (1956): Magnitude and energy of earthquakes. *Ann. Geofis.*, 9: 1-15.
- Haczewski, G. (1996): Oligocene laminated limestones as a high-resolution correlator of paleoseismicity, Polish Carpathians. En: *Paleoclimatology and Palaeoceanography from laminated sediments*. (A.E.S. Kemp, Ed.), *Geol. Soc., Spec. Pub.*, 116: 258p.
- Hall, N.T. (1984): Holocene history of the San Andreas Fault between Crystal Spring reservoir and San Andreas Dam San Mateo County, California. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 74: 281-300.
- Hancock, P.L. y Barka, A.A. (1987): Kinematic indicators on active normal faults in Western Turkey. *Jour. Struct. Geol.*, 9(5/6): 573-584.
- Hanks, T.C., Buckman, R.C., Lajoie, K.R. y Wallace, R.E. (1984): Modification of wave-cut and fault-controlled land-forms. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 5771-5790.
- Hanks, T.C. y Wallace, R.E. (1985): Morphological analysis of Lake Lahontan shoreline and beachfront fault scarps, Pershing County, Nevada. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 75(3): 835-846.





- Hansen, E. (1967): Methods of deducing slip line orientations from the geometry of folds. *Y.b. Carnegie Instn. Wash.*, 65: 387-405.
- Harms, K.K., Harden, J.W. y Clark, M.M. (1987): Use of quantified soil development to determine slip rates on the Paicines Fault, northern of California. *Geol. Soc. Am. 83rd Annual Meeting Cordilleran Section*. Hilo, Abstr. Prog., 19(6): 387 p.
- Hatzfield, D. (1978): *Etude sismotectonique de la zone de collision Ibero-Maghrebine*. Thèse Univ. de Grenoble: 281 p.
- Helwig, J. (1970): Slumps folds and early structures, northeastern Newfoundland Appalachians. *Jour. Geol.*, 78: 172-187.
- Hempton, M.R. y Dewey, J.S. (1983): Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, Southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98, T7-T14.
- Hendry, H.E. y Stauffer, M.R. (1975): Penecontemporaneous recumbent folds in trough cross-bedding of Pleistocene sands in Saskatchewan, Canada. *Jour. Sed. Petrol.*, 45: 932-943.
- Henkel, D.J. (1970): The role of waves in causing submarine landslides. *Geotechnique*, 20: 75-80.
- Hermes, J. J. (1978): The Prebetic Zone, the Guadalquivir basin and the Balearic promontory. *C. R. somm. Soc. Geol. France*, 4: 187-190.
- Hermes, J. J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geol.*, 41: 157-176.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo, R., Giner, J.L., Simón, J.L., González Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P. y Cortés, A. (1998): *Memoria final del Proyecto SHISTO2-SIGMA. Caracterización del estado de esfuerzos reciente y actual de la Península Ibérica*, C.S.N, Madrid: 248 p.
- Hesselbo, S.P. y Trewin, N.H. (1984): Deposition, diagenesis and structures of the Cheese Bay Shrimp Bed, Lower Carboniferous, East Lothian. *Scott. Jour. Geol.*, 20 (3): 281-293.
- Holzer, T.L. (1984): Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment. En: Man-induced land subsidence (T.L. Holzer, Ed.), *Geol. Soc. Am.*, Rev. in Eng. Geol., 6: 67-105.
- Hull, A.G. (1987): Paleoseismic slip at reverse faults. En: Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 262-270.
- IGME-IRYDA (1972): *Estudio Hidrogeológico de la Comarca "Cazorla-Hellín-Yecla"*. Informe de recopilación y síntesis. Madrid.



- I.G.M.E. (1975): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 816, Peñas de San Pedro (2ª serie).
- I.G.M.E. (1974): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 817, Pozo Cañada (2ª serie).
- I.G.M.E. (1972): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 842, Lietor (2ª serie).
- I.G.M.E. (1980): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 843, Hellín (2ª serie).
- I.G.M.E. (1979): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 867, Elche de la Sierra (2ª serie).
- I.G.M.E. (1980): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 868, Isso (2ª serie).
- I.G.M.E. (1979): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 889, Moratalla (2ª serie).
- I.G.M.E. (1972): Mapa Geológico de España. Escala 1/50.000. Hoja nº 890, Calasparra (2ª serie).
- I.G.N. (1989): Ortoimagen espacial. Escala 1/250.000. Hoja nº 6-6, Albacete.
- I.G.N. (1990): Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 12-11, Albacete.
- I.G.N. (1990): Ortoimagen espacial. Escala 1/100.000. Hoja nº 12-12, Caravaca de la Cruz.
- I.G.N. (1994): *Catalogo de sismos próximos año 1991*. Madrid.
- I.G.N. (1995): *Catalogo de sismos próximos año 1992*. Madrid.
- I.P.S.N (1993): Sismotectonique de la France metropolitaine dans son cadre geologique et geophysique. *Mem.Soc.Geol. de France*, 164, 1: 76 p.
- Janssen, L. N., Torné, M., Cloething, S. y Banda, E. (1993): Pliocene uplift of the eastern Iberian margin: Interferences from quantitative modelling of the Valencia Trough. *Earth Planet. Sci. Letters*, 119: 585-597.
- Jerez Mir, L. (1971): Bosquejo estratigráfico y paleogeográfico de la zona Prebética en la región de Isso-Elche de la Sierra y Moratalla. *Bol. Geol. Min.*, 81-2: 117-131.
- Jérez Mir, L. (1973): *Geología de la zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provs. de Albacete y Murcia)*. Tesis doctoral, Univ. de Granada, 2 tomos: 750 p.
- Jeyapalan, J.K, Duncan, J.M. y Seed, H.B. (1983): Investigation of flow failures of tailings dams. *J. Geotech. Eng. Div.*, 109, 2: 172-189.



- Jibson, W.R. (1994): Using landslides for paleoseismic analysis. En: Using ground-failure features for paleoseismic analysis (S.F. Obermeier y W.R. Jibson), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 94-633: B1-B50.
- Jibson, W.R. (1996): Using landslides for paleoseismic analysis. En: *Paleoseismology* (J.P. McCalpin, Ed.), Academic Press, San Diego: 397-438.
- Jiménez Sánchez, S. (1996): *Análisis comparativo de la evolución sedimentológica de las cuencas lacustres del Mioceno superior en el área prebética (Albacete)*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid: 125 p.
- Jiménez Sánchez, S. (1997): Formación de depósitos diatomíticos en cuencas neógenas del sureste de la provincia de Albacete. *Instituto de Estudios Albacetenses*, Albacete, I, 101: 154 p.
- Johnson, W.H. (1990): Ice-wedge casts and relict pattern group in central Illinois and their environmental significance. *Quat. Res.*, 33, 1: 51-72.
- Jones, O.T. (1940): The geology of the Colwyn Bay district: study of submarine slumping during the Salopian Period. *Quart. Jour. Geol. Soc. (London)*, 95: 335-382.
- Jones, G.P. (1962): Deformed cross-stratification in Cretaceous Bima Sandstone, Nigeria. *Jour. Sed. Petrol.*, 32: 231-240.
- Karnik, V. (1963): *Seismicity of the european area*. D. Reidel Publis. Comp., Dordrecht.
- Karnik, V. (1971): *Seismicity of the european area. Parte 2*. D. Reidel Publis. Comp., Dordrecht: 218 p.
- Kanamori, H. (1977): The energy release in great earthquakes. *Jour. Geophys. Res.*, 82: 2981-2987.
- Keefer, D.K. (1984): Landslides caused by earthquakes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95(4): 406-421.
- Keefer, D.K. (1987): Landslides as indicators of prehistoric earthquakes. En: Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 178-180.
- Kelts, K. (1988): Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. En: Lacustrine petroleum source rocks (A.J. Fleet, K. Kelts y M.R. Talbot, Eds.), *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 40: 3-26.
- Kelts, K. y Hsü, K.J. (1988): *Freshwater carbonate sedimentation*. Lerman, Springer-Verlag: 295-324.
- King, C.Y., Nason, R.D. y Tocher, d. (1973): Kinematics of fault creeps. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, 274: 355-360.



- Kishida, H. (1966): *Soils Found.*, 6: 71-88.
- Klein, F.W. (1978): Hypocenter location program HYPOINVERSE: users guide to versions 1,2,3 and 4. Part 2, Souce listing and notes. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 78 (694): 1-113.
- Kleverlaan, K. (1987): Gordo megabed: a possible seismite in Almeria, Southeast of Spain. *Sedim. Geol.*, 51: 165-180.
- Krinitzsky, E.L. (1974): Fault assessment in earthquake engineering. En: State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States, *U.S. Army Eng. Waterw. Exp. Stn.*, Misc. Pap., 2.
- Kuenen, P.H. (1958): Experiments in geology. *Trans. Geol. Soc. of Glasgow*, 23: 1-27.
- Kunii, D. y Levenspiel, O. (1969): *Fluidization Engineering*. Robert E. Krieger Pubs, New York, 491 p.
- Kuribayashi, E. y Tatsuoaka, F. (1975): Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan. *Soils Found.*, 15 (4): 81-92.
- Lajoie, K.R. (1986): Coastal tectonics. En: *Active Tectonics* (R. E. Wallace, Ed.), Natl. Acad. Press, Washington: 95-124.
- Lambe, T.W. y Whitman, R.V. (1969): *Soil mechanics*. J. Wiley & Sons, New York.
- Landuzzi, A., Nichols, R. y Battista Vai, G. (1995): Sand volcanoes in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines, Italy): New evidence of paleoseismicity. En: Perspectives in Paleoseismology (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 49-62.
- Lee, K.L. y Albaisa, A. (1974): Earthquake induced settlements in saturates sands. *J. Geotech. Eng. Div. ASCE*, 100, GT4: 387-406.
- Lee, J.C. y Angelier, J. (1994): Paleostres trajectory maps based on the results of local determinations: the "lissage" program. *Computers and Geosciences*, 20 (2): 161-191.
- Lee, K.L. y Seed, H.B. (1967): Cyclic stress conditions causing liquefaction of sand. *J. Soil. Mech. Found. Div.*, 93, SM1: 47-70.
- Lee, W.H.K. y Lahr, J.C. (1975): HYPO71 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 75 (311): 59 p.
- Lee, W.H.K. y Stewart, S.W. (1981): *Principes and applications of microearthquake networks*. Academic Press, New York: 293 p.



- Leeder, M. (1987): Sedimentary deformation structures and paleotectonic analysis of sedimentary basins, with a case-study from the Carboniferous of northern England. En: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (E.M. Jones y M.F. Preston, Eds.), *Geol. Soc. London*, 29: 137-146.
- Linares Girela, L. y Rodríguez Estrella, T. (1973): Observaciones sobre la geología del sector Alcaraz-Robledo (Zona Prebética, provincia de Albacete). *Bol. Geol. Min.*, LXXXIV-VI: 419-425.
- Li, Y., Craven, J., Schweig, E.S. y Obermeier, S.F. (1996): Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood: Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction? *Geology*, 24, 2: 171-174.
- Liu, H. y Quiao, T. (1984): Liquefaction potencial of saturated sand deposits underlying foundation of structure. *Procesing of the 8th World Conference on Earthquake Ingeniering*, San Francisco, 3: 199-206.
- López Casado, C., Sanz de Galdeano, C., Delgado, J. y Peinado, M.A. (1995): The b parameter in the Betic Cordillera, Rif and nearby sectors. Relations with the tectonics of the region. *Tectonophysics*, 248: 277-292.
- Lowe, D.R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, 2: 157-204.
- Lowe, D.R. y LoPiccolo, R.D. (1974): The characteristics and origins of dish and pillars structures. *Jour. Sed. Petrol.*, 44, 2: 484-501.
- Machette, M.N. (1978): Dating Quaternary faults in the southwestern United States by using buried calcic paleosols. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, 6 (3): 369-381.
- Machette, M.N. (1986): History of Quaternary offset and paleoseismicity along the La Jenka Fault, Central Rio Grande Rift, New Mexico. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 76: 259-272.
- Mallada, L. (1884): Reconocimiento geológico de la provincia de Jaén. *Bol. de la Com. del Mapa Geol. de España*, Madrid, IX: 1-65.
- Mallada, L. (1904): Explicación del Mapa Geológico de España. *Mem. de la Com. del Mapa Geol. de España, (Sistema Infracretáceo y Cretáceo)*, Madrid, V.
- Maltman, A. (1994): *The geological deformation of sediments* (A. Maltman, Ed.), Chapman & Hall, London: 362 p.
- Marco, S., Agnon, A., Stein, M. y Ron, H. (1994): A 50,000 year continuous record of earthquakes and surface ruptures in the Lisan Formation, the Dead Sea Graben. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 94-568: 112-114.



- Marco, S. y Agnon, A. (1995): Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea Graben. *Geology*, 23, 8: 695-698.
- Margalef, R. (1953): Observaciones paleoecológicas y geocronológicas sobre los sedimentos lacustres miocénicos de Hellín (Albacete). *Mem. y Comunic. Inst. Geol. Barcelona*, 10: 53-72.
- Marshak, S., Wilkerson, M. S. y Hsui, A. T. (1992): Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models. En: *Thrust tectonic* (K.R. McClay, Ed.), Chapman y Hall, Londres: 83-92.
- Martel, J.S., Harrison, T.M. y Gillespie, A.R. (1987): Late Quaternary vertical displacement across the Fish Spring Faut, Owens Valley Fault Zone, California. *Quat. Res.*, 27:113-129.
- Martel, A.T. y Gigbling, M.R. (1993): Clastic dykes of the Devono-Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia: storm-related structures in shallow lakes. *Sedim. Geol.*, 87: 103-119.
- Martín Vezlázquez, S. (1996): *Análisis dinámico del sistema de desgarres del Prebético de Albacete*. Tesis de licenciatura, Univ. Complutense de Madrid: 150 p.
- Martín Vezlázquez, S., De Vicente, G., Rodríguez-Pascua, M.A. y Calvo, J.P. (1998): Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete. *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4). (Aceptado, en prensa).
- Martinsen, O.J. (1989): Styles of soft-deformation on a Namurian (Carboniferous) delta slope, Western Irish Namurian Basin, Ireland. En: *Deltas: sites and traps of fossil fuels* (M.K.G. Whateley y K.T. Pickering, Eds.), *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 41: 167-177.
- Martinsen, O.J. (1994): Mass movements. En: *The geological deformation of sediments* (A. Maltman, Ed.), Chapman & Hall, London: 127-165.
- Más, J. R., Alonso, A., García, A., Arias, C., Vilas, L., Menéndez, R. y Rincón, R. (1982): Les grandes étapes dans l'évolution du Cretacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). *9ème Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris 1982*. Soc. Géol. Fr. edit. Paris: 417 p.
- Massana, E. (1995): *L'activitat neotectònica a les Cadenes Costaneres Catalanes*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona: 444 p.
- Mayer, L. (1984): Dating fault scarps formed in alluvium using morphologic parameters. *Quat. Res.*, 22: 300-313.
- Mayer, L. (1986): Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. En: *Active Tectonics* (R. E. Wallace, Ed.), Natl. Acad. Press, Washington: 125-135.



- McCalpin, J.P. (1996): *Paleoseismology*. Academic Press, San Diego: 588 p.
- McClay, K. R. (1977): Pressure solution and Coble creep in rocks and minerals: a review. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 134: 57-70.
- McKee, E.D., Reynolds, M.A. y Baker, C.H. (1962): Experiments on intraformational recumbent folds in crossbedded sand. En: Geological Survey Research 1962, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 450-D: D155-D160.
- Means, W.D. (1979): *Stress and strain; basic concepts of continuum mechanics for geologist*. Springer-Verlag, New York: 339 p.
- Medina, F. (1995): Present-day state of stress in northern Morocco from focal mechanism analysis. *Jour. Struct. Geol.*, 17, 1: 1035-1046.
- Medvedev, S.V., Sponheuer, W. y Kárník, V. (1965): Seismic intensity scale msk 1964. *Akad. Nauk SSSR Geofiz. Kom.*: 257 p.
- Mezcua, J. (1995): Fundamentos de la red sísmica de España. En: *Redes Sísmicas Regionales*, Publicaciones I.G.N., Serie monográfica, 11: 63-86.
- Michetti, A.M., Brunamonte, F., Serva, L. y Whitney, R.A. (1995): Seismic hazard assessment from paleoseismological evidence in the Rieti Region, Central Italy. En: *Perspectives in Paleoseismology* (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 63-82.
- Mitchell, R.J., Tsui, K.K. y Sangrey, D.A. (1973): Failure of submarine slopes under wave action. *Proc. 13th Conf. Coastal Eng.*, 2: 1515-1541.
- Mohindra, R. y Bagati, T.N. (1996): Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedim. Geol.*, 10: 69-83.
- Molnar, P. y Deng, Q. (1984): Faulting associated with large earthquakes and average rate of deformation in central and eastern Asia. *Jour. Geophys. Res.*, 89, B7: 6203-6227.
- Mojica, J. (1996): Efectos del terremoto del 6 de junio de 1994, en la región al oriente de Silvia (Departamento del Cauca, Colombia). *R. Acad. Colomb. Ci. Ex. Fis. Nat.*, 20: 71-92.
- Montenat, C. (1980): Relation entre déformations synsédimentaires et paléosismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, XXII, 3: 501-509.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P y Masse, P. (1987): Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 11, 1: 1-22.



- Moretti, M., Pieri, P., Tropeano, M. y Walsh, N. (1995): Tyrrhenian seismites in Bari Area (Murge-Apulian foreland). *Atti dei Convegni Licenci*, 122. Terremoti in Italia. Accademia Nazionale dei Lincei: 211-216.
- Müller, B., Zoback, K., Fuchs, K., Mastin, L., Gregerson, S., Pavoni, N., Stephansson, O. y Lunggren, C. (1992): Regional patterns of stress in Europe. *Jour. Geophys. Res.*, 97, B8: 11783-11803.
- Muñoz Martín, A. (1993): Campos de esfuerzos alpinos y reactivación de fallas en el sector de enlace entre la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid: 300 p.
- Muti, E., Ricci-Lucchi, F., Seguret, M y Zanzucchi, C. (1984): Seismoturbidites: a new group of resediment deposits. *Mar. Geol.*, 55: 103-116.
- Nagtegaal, P.J.C. (1963): Convolute lamination, metadepositional ruptures and slumping in an exposure near Pobra de Segur (Spain). *Geol. Mijnb.*, 42: 363-374.
- Nash, D.B. (1980): Morphological dating of degrade normal fault scarps. *Jour. Geol.*, 88: 353-360.
- Nash, D.B. (1986): Morphologic dating and modeling degradation of fault scarps. En: *Active Tectonics* (R. E. Wallace, Ed.), Natl. Acad. Press, Washington: 181-194.
- Neumann-Mahlkau, P. (1976): Recent sand volcanoes in the sand of a dike under construction. *Sedimentology*, 23: 421-425.
- Newmark, N.M. (1965): Effects of earthquakes on dams and embankments. *Geotechnique*, 15, 2: 139-170.
- Nichols, R.J., Sparks, R.S.J. y Wilson, C.J.N. (1994): Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology*, 41: 233-253.
- Nickles, R. (1892): Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la Province d'Alicante et du Sud de la Province de Valence. *Ann. Hébert. Ann. de Strat. et de Pal., Lab. Geol. Fac. Sc., París*, 1: 220 p.
- Nikonov, A.A. (1988): Reconstruction of the main parameters of old large earthquakes in Soviet Central Asia using the paleoseismo geological method. *Tectonophysics*, 147: 297-312.
- Núñez-Cornú, F.J. (1987): Un programa interactivo en BASIC para cálculo de mecanismos focales. *Rev. de Geofísica*, 43: 209-212.
- Obermeier, S.F. (1987): Identificación and geologic characteristics of earthquake-induced characteristic features. En: *Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology* (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 173-177.





- Obermeier, S.F. (1994): Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. En: Using ground-failure features for paleoseismic analysis (S.F. Obermeier y W.R. Jibson, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 94-633: A1-A98.
- Obermeier, S.F. (1996): Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. En: *Paleoseismology* (J.P. McCalpin, Ed.), Academic Press, San Diego: 331-396.
- Obermeier, S.F., Jacobson, R.B., Powers, D.S., Weems, D.C., Hallbick, G.S., Gohn, Z. y Markenwich, H.W. (1986): Holocene and Late Pleistocene earthquake induced sand blows in coastal South Carolina. *Proceedings of the Third U.S. National Conference of Earthquake Ingeniering*, Charleston: 127-208.
- Obermeier, S.F., Weems, R.E., Jacobson, R.B. y Gohn, G.S. (1989): Liquefaction evidence for repeated Holocene earthquakes in the coastal region of Carolina. *Annals of the N.Y. Academy of Sc.*, 558: 183 p.
- Obermeier, S.F., Jacobson, R.B., Smooth, J.P., Weems, R.E., Gohn, G.S., Monroe, J.E. y Powars, D.S. (1990): Earthquake-induced liquefaction features in the coastal setting of S. Carolina and interfluvial setting of the New Madrid zone. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1504: 44 p.
- Obermeier, S.F., Bleuer, N.R., Munson, C.A., Martin, P.J., McWilliams, K.M., Tabaczynski, D.A., Odum, J.K., Rubin, M. y Eggert, D.L. (1991): Evidence of strong earthquake shaking in lower Wabash Valley from prehistoric liquefaction features. *Science*, 251: 1061-1063.
- Obermeier, S.F., Martin, J.R., Frankel, A.D., Youd, T.L., Munson, P.J., Munson, C.A. y Pond, E.C. (1993): Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of southern Indiana and Illinois, which a preliminary estimate of magnitude. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1536.
- Olivet, J. L., Bonnin, J., Beuzart, P. y Auzende, J. M. (1982): Cinématique des plaques et paléogéographie: une revue. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 24: 875-892.
- Orti, F. (1973): El Keuper del Levante español. Petrología y Paleogeografía de la cuenca. *Estudios Geol.*, 30: 7-46.
- Ott D'Estevou, P., Montenat, C. y Larouziere, F. D. (1988): Cuencas sedimentarias neógenas en régimen transcurrente en la zona bética oriental. *II Congreso Geológico de España. Simposio sobre: Cuencas en régimen transcurrente. S.G.E.*, Granada: 163-172.
- Owen, H.G. (1985): *Mechanisms and controls of deformation in unconsolidated sands: an experimental approach*. Unpublished Ph.D. Thesis, Univ. of Reading.
- Owen, H.G. (1987): Deformation processes in unconsolidated sands. En: Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks (E.M. Jones y M.F. Preston, Eds.), *Geol. Soc. London*, 29: 11-24.



- Owen, H.G. (1995): Soft-sediment deformation in Upper Proterozoic Torridonian Sandstones (Appelcross Formation) at Torridon, northwest Scotland. *Jour. Sed. Res.*, A65, 3: 495-504.
- Owen, H.G. (1996): Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43: 279-293.
- Owens, E.H. (1977): Temporal variations in beach and nearshore dynamics. *Jour. Sed. Petrol.*, 47: 168-190.
- Ozalas, K., Savrda, C.E. and Fullerton, R.R.Jr. (1994): Bioturbated oxygenation-event beds in siliceous facies: Monterey Formation (Miocene), California. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 112: 63-83.
- Pantosti, D. y Yeats, R.S. (1993): Paleoseismology of great earthquakes of the late Holocene. *Annali di Geofisica*, 36, 3-4: 237-257.
- Papadopoulos, G. A. y Lefkopoulos, G. (1993): Magnitude-distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 83, 3: 925-938.
- Paquet, J. (1969): Etude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne). Tesis doctoral, Univ. de Lille, *Mem. Soc. Geol. France, Nouv. sér.*, XLVIII, 111: 270 p.
- Park, R.G. (1988): *Geological structures and moving plates*. Blackie, New York: 337 p.
- Pavlidis, S.B., Zouros, N.C., Chatzipetros, A.A., Kostopoulos, D.S. y Mountrakis, D.M. (1995): The 13 May 1995 western Macedonia, Greece (Kozani Greneva) earthquake; preliminary results. *Terra Nova*, 7: 544-549.
- Peacock, W.H. y Seed, H.B. (1968): Sand liquefaction under cyclic loading simple shear conditions. *J. Soil. Mech. Found. Div.*, 94, SM3: 689-708.
- Pegoraro, O. (1972): *Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle, U.S.T.L. Montpellier: 41 p.
- Peltzer, G., Tapponnier, P. Zang, Z. y Xu, Z.Q. (1985): Neogene and Quaternary faulting in and along the Qinling Shan. *Nature*, 317: 500-505.
- Pierce, W.G. y Colman, S.M. (1986): Effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degradation rates and processes, late-glacial terraces scarps in central Idaho. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 97: 869-885.
- Plafker, G. (1987): Application of marine-terrace data to paleoseismic studies. En: Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 146-156.



- Platt, N.G. y Wright, V.P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: Lacustrine facies analysis (P. Anadón, L. Cabrera y K. Kelts, Eds.), *Inter. Assoc. Sedim., Spec. Pub.*, 13: 57-74.
- Price, N. J. y Cosgrove, J. W. (1990): *Analysis of Geological Structures*. University Press, Cambridge: 502 p.
- Prior, D.B. y Coleman, J.M. (1978): Disintegrating retrogressive landslides on very-low angle subaqueous slopes, Mississippi delta. *Marine Geotechnology*, 3: 37-60.
- Prior, D.B., Coleman, J.M., Suhayda, J.N. y Garrison, L.E. (1981): Subaqueous landslides as they affect bottom structures. En: Offshore geologic hazards; a short course presented at Rice University, May 2-3, 1981 for the Offshore Technology Conference (A. Bouma, D.A. Sangrey y J.N. Coleman, Eds.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Continuing Education Course Note Series*, 18: 5.112-5.134.
- Ramberg, H. (1981): *Gravity, deformation and the Earth's crust: as studied by centrifuged models*. Academic Press, Londres: 214 p.
- Ramsay, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw&Hill, New York: 568 p.
- Ramsay, J.G. (1980): Shear zone geometry: a review. *Jour. Struct. Geol.*, 2: 83-99.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1983): *The technics of modern structural geology. vol I strain analysis*. Academic Press, Londres: 307 p.
- Rayner, D.H. (1963): The Achanarras limestone of the Middle Old Red Sandstone, Caithness, Scotland. *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 34: 117-138.
- Rebaï, S., Philip, H. Taboada, A.(1992): Modern tectonic stress field in the Mediterranean region: evidence for variation in stress directions at different scales. *Geophys. Jour. Int.*, 110: 106-140.
- Rebaï, S., Philip, L., Dprbath, B., Borissoff, B., Haessler, H. y Cisternas, A.(1993): Active tectonics in the Lesser Caucasus and extensional structures. *Tectonics*, 12, 5: 1089-1114.
- Reches, Z. (1978): Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics*, 47, 1-2: 109-129.
- Reches, Z. (1983): Faulting of rocks in three-dimensional strain fields, II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95: 133-156.
- Reches, Z. (1987): Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7: 849-861.



- Reches, Z. (1990): The stress states associated with slip along clusters of faults: application to the aftershocks of Morgan Hill earthquake, 1984 and Kalmata earthquake, 1986. En: *Mechanics of jointed and faulted rocks* (H. P. Rossmanith, Ed.), Balkema: 221-228 p.
- Reches, Z. (1992): Constraints on the Strength of the Upper Crust from Stress Inversion of Fault Slip Data. *Jour. Geophys. Res.*, 97, B9: 12481-12493.
- Reches, Z. y Dieterich, J.H. (1983): Faulting of rocks in three-dimensional strain fields; I. Failure of rocks in polyaxial servo-control experiments. *Tectonophysics*, 95: 111-132.
- Rey Pastor, A. (1956): Mapa sismotectónico de la Península Ibérica (E: 1:200.000). *Instituto Geográfico y Catastral*. Madrid.
- Richardson, J.F. (1971): Incipient fluidization and particulate systems. En: *Fluidization* (J.F. Davidson y D. Harrison, Ed.), Academic Press, Londres:26-64.
- Richi Lucci, F. (1995): Sedimentatological indicators of Paleoseismicity. En: *Perspectives in Paleoseismology* (L. Serva, y D.B. Slemmons, Eds.), *Assoc. Eng. Geol., Spec. Pub.*, 6: 7-18.
- Richter, C.F. (1958): *Elementary Seismology*. W. H. Freeman & Co., San Francisco.
- Rincón, P. y Vegas, R. (1998): Caracterización sísmica de la corteza en el borde Prebético y el antepaís correspondiente. Resúmenes de: 100 años de observaciones sísmológicas en San Fernando 1898-1998. *Real Instituto y Observatorio de la Armada en San Fernando. Boletín ROA*, 7/98: 59.
- Ringrose, P.S. (1988): Paleoseismic Liquefaction event in late Quaternary lake sediments at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, 1, 1: 57-62.
- Rivera, L.A. (1989): *Inversion du tenseur des contraintes et des mécanismes au foyer à partir des données de polarité pour une population de séismes*. Thèse de Doctotorat, Univ. Louies-Pasteur de Strasbourg: 266 p.
- Rivera, L.A. y Cisternas, A. (1990): Stress tensor and fault plane solutions for a population of earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 80(3): 600-614.
- Rockwell, T.K., Bickner, F.R., Vaughan, P.A. y Hanson, K.L. (1987): Soil geomorphology to dating and correlating coastal terrace deposits across the San Simeon Fault, Central California. *Geol. Soc. Am. 83rd Annual Meeting Cordilleran Section*, Hilo, Abstr. Prog., 19(6): 444 p.
- Roberts, J.L. (1996): *The MacMillan field gide to geological structures*. Ed. MacMillan, London: 250 p.
- Rodríguez de la Torre, F. (1995): Los terremotos de la Provincia de Albacete. *Instituto de Estudios Albacetenses*, Albacete: 48 p.



- Rodríguez Estrella, T. (1979): Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (provincia de Albacete). Síntesis geológica de la zona Prebética. *Col. Mem. del IGME*, 97: 290 p.
- Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G., Gonzalez Casado, J.M. (1993): Cinemática y Dinámica de las deformaciones alpinas en la zona del Alto Tajo (Guadalajara). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 163-174.
- Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G., Ramírez-Rayó, M.S., Martín-Velázquez, S. y Calvo, J.P. (1996): Periodos de recurrencia de paleoterremotos en sedimentos varvados lacustres del Mioceno superior, Cuenca de Híjar (Albacete). *Geogaceta*, 20: 1004-1007.
- Roep, T. y Everts, J. (1992): Pillow-beds: a new type of seismites? An example from a Oligocene turbidite fan complex, Alicante, Spain. *Sedimentology*, 39: 711-724.
- Rogers, T.H. y Nason, R.D. (1971): Active fault displacement on the Calaveras Fault Zone at Hollister, California. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 67: 579-586.
- Rosenblueth, E. y Heli, R. (1986): The 1985 earthquake: causes and effects in Mexico City. *Coner. Int.*, Mayo 1986: 23-34.
- Rondeel, H. E. y Gaag, P.v. d. (1986): A two stage diapiric event in the Eastern Prebetic. *Estudios Geol.*, 42: 117-125.
- Rueda, J. (1995): Análisis y procesamiento de datos en la Red Sísmica Nacional. En: *Redes Sísmicas Regionales*, I.G.N., Madrid, 11: 87-11.
- Sanz de Galdeano, C. (1973): *Geología de la transversal Jaén-Frailes (prov. de Jaén)*. Tesis doctoral. Univ. de Granada: 274 p.
- Sanz de Galdeano, C. (1983): Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geol.*, 39: 157-165.
- Sanz de Galdeano, C. (1990): Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present. *Tectonophysics*, 172: 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J. A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geol. Hisp.*, 26, 3-4: 205-227.
- Sanz de Galdeano, C. y López Casado, C. (1988): Fuentes sísmicas en el ámbito Bético-Rifeño. *Rev. Geofis.*, 44: 175-198.
- Sarconi, M. (1784): Historia de Fenomeni del remuoto avvenuto nella Calabria e nel Valdemone nell'anno 1783: Posti in Luce alla Reale Acc. delle Belle Lettere di Napoli. *Napoli. Ried. Anst.* M. Giuditta Editore. Roma, 1986.



- Sassi, W. y Faure, J.L. (1996): Role of faults layer interfaces on the spatial variation of stress regimes in basins: inferences from numerical modelling. *Tectonophysics*, 266: 101-119.
- Schrader, F. (1988): Symmetry of pebble-deformation involving solution pits and slip-lineations in the northern alpine molase Basin. *Jour. Struct. Geol.*, 10 (1): 41-52.
- Scholz, C.H., Wyss, M. y Smith, S.W. (1969): Seismic and aseismic slip on the San Andreas Fault. *Jour. Geophys. Res.*, 74, 8: 2049-2069.
- Schwartz, D.P. y Coppersmith, K.J. (1984): Fault behavior and characteristics earthquakes: exanples from the Wasatch and the San Andreas Fault. *Jour. Geophys. Res.*, 87, B7: 5681-5698.
- Scott, B. y Price, S. (1988): Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, 147: 165-170.
- Seed, H.B. (1968): Landslides during earthquakes due to solid liquefaction. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 94, SM5: 1055-1122.
- Seed, H.B. (1979): Soil liquefaction and cyclic mobility for level ground during earthquakes. *J. Geotech. Eng. Div.*, 105, GT2: 201-255.
- Seed, H.B. y Lee, K.L. (1966): Liquefaction of saturated sands during cycling loading. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 92, SM6: 105-134
- Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1970): A simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Earthquake Eng. Res. Cen. Rep., Univ. Calif., Berkeley*: 70-79.
- Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1971): Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 97, SM9: 1249-1273.
- Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1982): *Ground motions and soil liquefaction during earthquakes*. Earthquake Eng. Res. Inst., Berkeley: 134 p.
- Seed, H.B., Mori, K. y Chan, C.K. (1977): *J. Geotech. Eng. Div.*, 103, GT4: 257-270.
- Seed, H.B., y Rahman, M.S. (1978): Wave-induced pore pressure in relation to ocean floor stability cohesionless soils. *Marine Geotechnolgy*, 3: 123-150.
- Seilacher, A. (1969): Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.
- Seilacher, A. (1984): Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events. *Mar. Geol.*, 55: 1-12.



- Servant-Vildary, S., Rouchy, J.M., Pierre, C. y Foucault, A. (1990): Marine and continental water contributions to a hypersaline basin using diatom ecology, sedimentology and stable isotopes: an example in the Late Miocene of the Mediterranean (Hellin Basin, southern Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 79: 189-204.
- Sherard, J.L., Cluff, L.S. y Allen, C.R. (1974): Potentially active faults in dam foundations. *Geotechnique*, 24(3): 367-428.
- Siegenthaler, C., Finger, W., Kelts, K. y Wang, S. (1987): Earthquake and seiche deposits in Lake Lucerne, Switzerland. *Eclog. Geol. Helvet.*, 80, 1: 241-260.
- Sieh, K.E. (1978): Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas Fault at Pallett Creek, California. *Jour. Geophys. Res.*, 83: 3907-3939.
- Sieh, K.E. (1984): Lateral offset and revised dates of large earthquakes along the San Andreas Fault system at Pallet Creek, southern California. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 7641-7670.
- Sieh, K.E. y Jahns, R. (1984): Holocene activity of the San Andreas Fault at Wallace Creek, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95: 883-896.
- Silva, P.G. (1988): *El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: aspectos geomorfológicos y neotectónicos*. Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid: 143 p.
- Silva, P.G., Goy, J.L. y Zazo, C. (1988): Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid. *Estudios Geol.*, 44: 415-427.
- Simón Gómez, J.L. (1984): Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, *Pub. Instituto de Estudios Turolenses*, Teruel: 269 p.
- Simon, O. J. (1987): On the Triassic of the Betic Cordilleras (southern Spain). *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 385-402.
- Sims, J.D. (1973): Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, 182: 161-163.
- Sims, J.D. (1975): Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29: 141-152.
- Slemmons, D.B. (1957): Geological effects of the Dixie Valley-Fairview Peak, Nevada, earthquakes or December 16, 1954. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 47(4): 353-375.
- Slemmons, D.B. y Depolo, C.M. (1986): Evaluation of active faulting and related hazards. En: *Active Tectonics* (R. E. Wallace, Ed.), Natl. Acad. Press, Washington: 45-72.



- Smid, A.G.F. y Heijke, P.J. (1987): Tree-dimensional stress analysis based on straited fault planes. *Internal report Univ. of Amsterdam*, 80 p.
- Smith, T.E. (1967): Aeromagnetic measurements in Dixie Valley, Nevada: Implications regarding Basing and Range structure. *Jour. Geophys. Res.* 73: 1321-1331.
- Soler, R., Martinez, W., Megias, A.G. y Abeger, J.A. (1983): Rasgos básicos del Neogeno del Mediterráneo español. *Mediterránea, Ser. Geol.*, 1: 71-82.
- Sopeña, A. (1984): Correlación y distribución de las unidades litoestratigráficas del Keuper en la transversal Alcázar de San Juan. Alhambra Alcázar. Bogarra Potiche y Montealegre del Castillo. *Informe interno del ITGE*.
- Stanley-Wood, N.G., Obata, E., Takahasi, J. y Ando, K. (1990): Liquid fluidization curves. *Powder Technol.*, 60: 61-70.
- Stapel, G. y Moeys, R. (1994): *Manual for the D. Delvaux Tensor Program*. Free Univ., Amsterdam: 28 p.
- Staub, B. (1934): Der Deckemban Südspaniens in den Betischen Cordilleren. *Vierteljahr. Naturforsch. Ges. Zürich*, 79: 271-332.
- Stein, R.S. y Lisowski, M. (1983): The 1979 Homestead Valley earthquake secuencia, California: control of aftershocks and postseismic deformation. *Jour. Geophys. Res.*, 88: 6477-6490.
- Stewart, I.S. y Hancock, P.L. (1994): Neotectonics. En: *Continental Deformation* (P.L. Hancock, Ed.), Pergamon Press, Oxford: 370-409.
- Stone, J.R. y Ashley, G.M. (1992): Ice-wedgcasts, pingo scars, and the drainage of glacial Lake Hitchcock. En: *Guidebook for field trips in the Connecticut Valley Region of Massachusetts and adjacent states* (P. Robinsin y J.B. Brady, Eds.), Departament of Geology and Geography, Univ. of Massachusetts, 66, 2: 566 p.
- Street, R.L., Herrmann, R.B. y Nuttli, O.W. (1975): FPFIT, FPLOT and FPPAGE: Fortram computer programs for calculating and displaying earthquake fault-plane solutions. *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 85-739: 109 p.
- Svensson, H. (1988): Ice-wedge casts and relict polygonal patterns in Scandinavia. *J. Quat. Sci.*, 3, 1: 57-67.
- Swan, F.H. (1987): Temporal clustering of paleoseismic events on the Oued Fodda Fault, Argelia. En: *Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology* (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 239-248.





- Sylvester, A.G. (1982): Precise leveling across active faults in California. En: *Proceedings, International Symposium on Geodetic Networks and Computations*, German Geodetic Commission of the Bavarian Academy of Science, 558/B: 162-174.
- Taboada, T. (1992): Stress and strain from striated pebbles. Theoretical analysis of sdtriations on a rigid spherical body linked to a symmetrical tensor. *Jour. Struct. Geol.*, 15, 11: 1315-1330.
- Talbot, M.R. y Kelts, K. (1990): Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic carbon-rich lacustrine sediments. En: *Lacustrine basins. Exploration case studies and modern analogs* (B. Katz, Ed.), *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 50: 90-112.
- Tapponier, P. (1977): Evolution tectonique de systeme alpine en Mediterranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 19: 437-460.
- Ten Haaf, E. (1956): *Geol. Mijnb.*, 18: 188-194.
- Thorson, R.M., Claiton, W.S. y Seever, L. (1986): Geologic evidence for a large prehistoric earthquake in eastern of Conecticut. *Geology*, 14: 463-467.
- Tinsley, J.C., Youd, T.L., Perkins, D.M. y Chen, A.T.F. (1985): Evaluating liquefaction potential. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1360: 263-316.
- Torrance, J.K. (1983): Towards a general model of quick clay development. *Sedimentology*, 30: 547-555.
- Trewin, N.H. (1986): Palaeoecology and sedimentology of the Achanarras fish bed of the Middle Old Red Sandstone, Scotland. *Trans. Roy. Soc. Edin.: Earth Sci.*, 77: 21-46.
- Tsuji, T. y Miyata, Y. (1987): Fluidization and liquefaction of sand beds - experimental study and examples from Nichinan Group. *J. Geol. Soc. Japan*, 93: 791-808.
- Udías, A., Muñoz, D., Buform, E. (Eds.) (1985): *Mecanismo de los terremotos y tectónica*. Edit. Univ. Complutense de Madrid: 232 p.
- Van der Beek, P. A. y Cloeting, G. (1992): Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordilleras (SE Spain). *Tectonophysics*, 203: 325-344.
- Vegas, R. (1992): Sobre el tipo de deformación distribuida en el contacato entre Africa y la Península Ibérica. En: *Física de la Tierra* (M.L. Osete y M. Calvo, Eds.), Ed. Complutense, Madrid, 4: 41-56.
- Vegas, R. y Banda, E. (1982): Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evol. Sci.*, 4: 320-342.



- Vera, J.A; García-Hernández, M., López-Garrido, A. C., Comas, M. C., Ruiz-Ortiz, P. A. y Martín-Algarra A. (1982): La Cordillera Bética. En: *El Cretácico de España*, Univ. Complutense, Madrid: 515-632.
- Vera, J.A. (1994): *Estratigrafía. Principios y métodos*. Editorial Rueda, Madrid: 802 p.
- Verneuil, E. y Collomb, E. (1852): Del terreno Cretáceo en España. *Rev. Minera*, III.
- Vidal, F., De Miguel, F. y Sanz de Galdeano, C. (1984): Neotectónica y sismicidad en la Depresión de Granada. *Energía Nuclear (J.E.N.)*, 28, 149-150: 267-275.
- Vita-Finzi, C. y King, G.C. (1985): The seismicity, geomorphology and structural evolution of the corinth area of Greece. *Phil. Trans. Roy. Ast. Soc. London*, 314: 379-407.
- Vita-Finzi, C. (1986): *Recent Earth Movements an introduction to neotectonics*. Academic Press, Londres: 226 p.
- Vittori, E., Labini, S.S. y Serva, L. (1991): Paleoseismology: review of the state-of-the-art. En: Investigation of Historical Earthquakes in Europe (M. Stucchi, D. Postpischl y D. Slejko, Eds.), *Tectonophysics*, 193: 9-32.
- Walsh, J.J. y Watterson, J. (1992): Populations of faults and fault displacements and their effects on estimates of fault-related regional extension. *Jour. Struct. Geol.*, 14 (6): 701-712.
- Wallace, R.E. (1970): Earthquake recurrence intervals on the San Andreas Fault. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 2875-2889.
- Wallace, R.E. (1977): Profiles and ages of young fault scarps, northcentral Nevada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 88: 1267-1281.
- Wallace, R.E. (1984): Fault scarps formed during the earthquakes of October 2, 1915, in Pleasant Valley, Nevada, and some tectonics implications. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1274-A,B: A1-A33.
- Wallace, R.E. y Whitney, R.A. (1984): Late Quaternary history of the Stillwater seismic gap. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 74(1): 301-314.
- Weaver, J.D. (1976): Seismically-induced load structures in the basal Coal Measures, South Wales. *Geol. Mag.*, 113: 535-543.
- Wells, N.A., Richards, S.S., Peng, S., Keatch, S.E., Hudson, J.A. and Copsey, C.J. (1993): Fluvial processes and recumbently folded crossbeds in the Pennsylvanian Sharon Conglomerate in Summit County, Ohio, U.S.A. *Sedim. Geol.*, 85: 63-83.



- Wells, D.L. y Coppersmith, K.J. (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 84, 4: 974-1002.
- Wendt, J. (1971): Genese und fauna submariner sedimentärer Spaltenfüllungen in mediterranen Jura. *Palaeontographica A*, 136: 122-192.
- West, D.O. y McCrumb, D.R. (1988): Coastline uplift in Oregon and Washington and the nature of Cascadian subduction-zone tectonics. *Geology*, 16: 169-172.
- Wheeler, R.L. (1987): Boundaries between segments of normal faults-criteria for recognition and interpretation. En: Proceedings of Conference XXXIX, Directions in Paleoseismology (A.J. Crone y E.M. Omdahl, Eds.), *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 87-673: 385-398.
- Wiegel, R.L. (1964): *Oceanographical engineering*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Winterer, E.L., Metzler, C.V. and Sarti, M. (1991): Neptunian dykes and associated breccias (Southern Alps, Italy and Switzerland): role of gravity sliding in open and closed systems. *Sedimentology*, 38: 381-404.
- Winterer, E.L. y Sarti, M. (1994): Neptunian dykes and associated features in southern Spain: mechanics of formation and tectonic implications. *Sedimentology*, 41: 1109-1132.
- Winslow, M.A. (1983): Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94: 1073-1080.
- Woodcock, N.H. (1976): Structural stile in slump sheets; Ludlow series, Powys, Wales. *Jour. Geol. Soc. (London)*, 132: 399-415.
- Woodcock, N.H. (1979): The use of slump structures as paleoslope orientation estimators. *Sedimentology*, 26: 83-99.
- Yeats, R.S., Sieh, K. y Allen, C.R. (1997): *The Geology of Earthquakes*, Oxford Univ. Press, New York: 568 p.
- Youd, T.L. (1973): Liquefaction, flow and associated ground failure. *U.S. Geol. Surv. Cir.*, 688: 12 p.
- Youd, T.L. (1977): Discussion of "Brief Review of liquefaction during earthquakes in Japan" by E. Kuribayashi and F. Tatsuoka. *Soils Found.*, 17 (1): 82-85.
- Youd, T.L. (1978): Major cause of earthquake damage in ground failure. *Civil Engineering*, April: 47-51.



- Zenz, F.A. (1971): Regimes of fluidization behaviour. En: *Fluidization* (J.F. Davidson y D. Harrison, Eds.), Academic Press, Londres: 1-23.
- Zhang, B., Yuhua, L., Shunming, G., Wallace, R.E., Buckman, R.C. y Hanks, T.C. (1986): Fault scarps related to the 1739 earthquake and seismicity of the yinchuan graben, Ningxia Hiuzu Zizhiqu, China. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 76(5): 5523-5530.
- Zoback, M.L. (1983): Structure and tectonism along the Wasatch fault zone, Utha. En: Tectonic and stratigrafic studies in the Eastern Great Basin (D.M. Miller, V.R. Todd y K.A. Howard), *Geol. Soc. Am. Mem.*, 157: 3-27.
- Zoback, M.L. (1992): First-and Second-Order Patterns of stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. *Jour. Geophys. Res.*, 97, B8: 11703-11728.